

Beitrage zur geologie der berner alpen

Victor Turnau



Beiträge zur Geologie der Berner Alpen

1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg
2. Neue Beobachtungen am Gasteren-Lakkolith

Inaugural-Dissertation

der

hohen philosophischen Fakultät der Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Victor Turnau

aus **Prag** (Böhmen)

Auf Antrag des Herrn Prof. **Dr. Baltzer** von der Fakultät angenommen

Bern, 16. Januar 1906. Der Dekan:

Prof. **Dr. Ludwig Stein**

Bern

Buchdruckerei K. J. Wyss

1906

Separatabdruck

aus den

Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft von Bern

1906

An dieser Stelle sei mir gestattet, meinen hochverehrten Lehrern

Herrn Prof. Dr. A. Baltzer in Bern und

Herrn Prof. Dr. E. Brückner in Halle a/S

für die Anregung zu vorliegender Arbeit, sowie für ihre zahlreichen Ratschläge, die sie mir in überaus reichem Masse zukommen liessen, meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Herrn Privatdozent **Dr. E. Hugi** in **Bern** danke ich bestens für sein Interesse, welches er meiner Arbeit widmete.

Inhaltsverzeichnis.

1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg

mit 1 Karte und 5 Figuren.

I. Literaturverzeichnis.

1. Baltzer: Ueber Bergstürze. Zürich 1886.
2. » Bergsturz am Vitznauerstock. Bd. X., Nr. 22. Alpenpost.
3. » Bergstürze in den Alpen. Zürich, C. Schmid 1875.
4. » Erdschlipf von Böttstein. Vierteljahrsschr. der Zürcher. Naturf. Gesellschaft 1876 und neue Alpenpost Bd. III. Nr. 23.
5. Baltzer: Der Sonnenbergsturz bei Arth. Jahrb. f. Min. u. Geol. 1875.
6. » Monographie des Glärnisch. Zürich 1873.
7. » Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. XXX. Bern 1896.
8. Bachmann: Kander, ein Gletscher- und Flussgebiet. Bern 1870.
9. » Fündlinge im Kanton Bern. Bern 1870.
10. Brückner: Himmel und Erde. 1898. Berlin.
11. » Die feste Erdrinde und ihre Formen. Leipzig 1897.
12. » Die schweizerische Landschaft einst und jetzt. Rektoratsrede. Bern 1899.
13. Bericht der Schwellen-Kommission über die Korrektion der Aare von Thun bis Bern.
14. v. Fellenberg u. Schmidt: Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. XXI. Bern 1893.
15. Groll: Oeschinensee. Monogr. Jahresberichte der Berner Geogr. Gesellschaft 1905.
16. Heim: Ueber Bergstürze. Neujahrsblatt der Züricher Naturf. Gesellschaft 1882.
17. Heim: Bergsturz von Glärnisch-Gruppen. Vierteljahrsschr. der Zürcher Naturf. Ges. 1892.
18. Heim: Bergsturz von Flims. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. XXIV. Bern 1888.
19. Heim und Buss: Bergsturz von Elm. Denkschrift. Zürich. Wurster 1881.
20. Heim: Anhang z. Bergstürze in den Glarneralpen von Oberholzer. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. XXXIX.
21. Heim: Bergsturz von Elm. Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges. 1882.
22. » Gletscherlawine an der Altels. Neujahrsbl. d. Zürcher Naturf. Ges. 1896.
23. v. Fellenberg, Kissling und Schardt; Expertise über den Lötschbergtunnel. Berichte d. Berner Naturf. Ges. 1901.

24. L u g e o n: Bergsturz von Siders. Le Globe XXXVII. Anhang.
25. N e u m a y e r: Bergstürze. Erdgeschichte Leipzig 1895.
26. Oberholzer: Beitr. zur. Geol. Karte der Schweiz. XXXIX. Bern 1900.
27. Penck und Brückner: Alpen im Eiszeitalter 1902/03. Leipzig.
28. Piwovar: Maximalböschungen von trockenen Schuttkegeln. Dissert. Zürich. 1903.
29. Rotpletz: Geotektonische Probleme in den Glarneralpen 1900.
30. Zollinger: Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. 1890.

II. Vorgeschichte.

Erst in den letzten 30 Jahren sind die Bergstürze in den Gebirgen einer nähern Untersuchung gewürdigt worden, zum Teil gleichzeitig mit den glacialen Erscheinungen. Nur zu oft sind früher Bergsturzmassen für Moränen gehalten worden und erst allmählich hat man gelernt, Bergsturzmaterial von Moräne zu unterscheiden.

Es sind vor allem die Schweizer Geologen *Heim* und *Baltzer*, deren genaue und gründliche Untersuchungen einer Reihe von Bergstürzen den Beginn einer wissenschaftlichen Bergsturzkunde markieren.

Ein bisher noch nicht näher untersuchtes Bergsturzgebiet findet sich im Kandertal bei und unterhalb Kandersteg.

Das Kandertal erstreckt sich von Frutigen aufwärts bis Kandersteg als Quertal zwischen dem Dündengrat im Osten und der Kette des Lohner im Westen. Der Talboden ist überall flach und mehr als 0,5 km breit. Bei Kandersteg steigt seine Breite auf 2 km. Dabei ist die Oberfläche des Talbodens sehr unruhig. Bei Frutigen wird er durch den von Westen hereinragenden Felssporn der Tellenburg und des Galgenhubels etwas eingeengt. Dieser Sporn, den man im ersten Augenblick für Moräne halten könnte, besteht aus Fels (Flysch), der nur oberflächlich von Moräne bedeckt ist. Weiter oberhalb schliessen sich unregelmässige Hügel aus Schutt an; so zuerst am sogenannten Bifigstutz bei Bifigen. Solche Schutthügel folgen talaufwärts in grösseren und kleineren Zwischenräumen bis an den Fuss des Bühlstutzes, nördlich von Kandersteg. Ueber den Bühlstutz hinaufsteigend, gelangt man nach Kandersteg, wo sich das Tal plötzlich erweitert. Von Südosten mündet mit einem gewaltigen Schuttkegel das Oeschinental, dessen oberer Teil durch Hügel abgeschlossen ist. Die Talweitung von Kandersteg weist nur zum Teil einen ebenen Boden auf. Weiter südlich gegen Eggenschwand zeigt sich an der Kander eine Landschaft,

die man nach ihren Formen als eine typische Moränenlandschaft bezeichnen möchte. Bei Kandersteg selbst lehnt sich an den Gollischen und Alpschtlenhubel, so heisst hier der Abfall der Lohner Kette gegen das Kandertal, eine mächtige Terrasse aus Schutt, die am Abfall gegen die Kander durch zahlreiche Schluchten angeschnitten ist.

Das ganze Gebiet wurde schon im Jahre 1870 von *Bachmann* in seiner Arbeit «Die Kander, ein ehemaliges Fluss- und Gletschergebiet» beschrieben. *Bachmann* deutete die Hügel als Moränen und alle grösseren Blöcke als erratisch. Als erratischen Block nahm *Bachmann* unter anderen den Felsen der Felsenburg an.[1]) Auch die Aufschlüsse bestimmte er als Aufschlüsse in Moränen. Auf seiner Karte zeichnete er zahllose Moränenwälle ein. *Bachmanns* Darstellung ist in *Favre's* Gletscherkarte[2]) übergegangen. Zu gleicher Zeit untersuchte Pfarrer *Rytz* das Kandertal mit den gleichen Ergebnissen wie *Bachmann*. Er zählt 54 Moränen-Hügel und Wälle von Frutigen bis Kandersteg auf. *Ischer* hat auf der im Jahre 1882 erschienen geologischen Karte[3]) ebenfalls nur Moränen angegeben. *Mösch*, der nach *Ischers* Tode das Gebiet weiter untersuchte, bringt nichts Neues. Erst 1891 hat *Brückner* an den zahlreichen Entblössungen, die bei der Neuanlage der Strasse von Frutigen nach Kandersteg entstanden waren, durchwegs Bergsturz-Material konstatiert, auch die grosse Abrissnische des Bergsturzes am Fisistock als solche erkannt. *Brückner* hat seit 1892 wiederholt kurz über seine Beobachtungen berichtet[4].) Seine Beobachtungen bestätigt *Baltzer*.[5]) doch leitete er

---

[1]) Bachmann: Die Kander, ein Gletscher- und Flussgebiet. Bern 1870. S. 137.

[2]) Favre: Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers 1884.

[3]) Geologische Karte der Schweiz. Blatt XIII.

[4]) Gletscherabbr. an der Altels, Himmel und Erde VIII.
Feste Erdrinde und ihre Formen. Leipzig 1897, S. 195. 236. Berlin 1898, Nov. 1895. 558.
Alpen im Eiszeitalter, Penck und Brückner, Leipzig 1902/04. S. 630.

[5]) Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz, 1896. Bern. S. 14.

das Schuttmaterial nicht wie *Brückner* ausschliesslich vom Fisistock her, sondern auch zum Teil von den andern Gehängen des Tales. Eine kurze Beschreibung der Ablagerungen gaben *Kissling, v. Fellenberg* und *Schardt* in der geologischen Expertise für den Lötschberg und Wildstrubeltunnel.[1]) *Groll*[2]) stützt sich in seiner Monographie des Oeschinensees vorwiegend auf die Beobachtungen von *Brückner*.

Im Sommer 1904 untersuchte ich auf Veranlassung von *Prof. E. Brückner* eingehend das Bergsturzgebiet.

Aufnahme des Gebietes.

Hiebei leistete mir eine photographische Vergrösserung der Siegfriedkarte mit Masstab 1 : 20,000, welche ich dem schweizerischen topographischen Bureau verdanke, vortreffliche Dienste.

Von einer Publikation dieser Karte in dem erwähnten Masstabe wurde jedoch abgesehen, da bei der Einfachheit der Verhältnisse schon der Ueberdruck der Siegfriedkarte im Masstabe 1 : 50,000 zur Darstellung des Wesentlichen ausreichte. Nach meinen Originalaufnahmen 1 : 20,000 zeichnete ich in den Ueberdruck (vide Karte) die Ablagerungen des Bergsturzes ein.

Auf die stratigraphischen Verhältnisse der Abrissnischen im Detail konnte ich nicht eingehen. Ich musste mich bei der Untersuchung der Bergstürze in erster Reihe auf die petrographischen und morphologischen Befunde beschränken.

Ausser der Karte dienen zur besseren Veranschaulichung drei Skizzen und zwei Photographien.

Im Gebiet von Kandersteg lassen sich deutlich die Ablagerungen von zwei Bergstürzen erkennen, nämlich:

1. von einem gewaltigen Bergsturz unterhalb des Fisistockabbruches,
2. von einem kleinen Bergsturz am Oeschinensee.

Jeder dieser Bergstürze hat eine Abrissnische und ein Ablagerungsgebiet. Wir beginnen mit der Schilderung der Abriss-

---

[1]) Mittl. der Berner Naturf. Ges. 1900. Bern 1901. S. 107. 114.

[2]) Groll: Berichte der Berner Geol. Ges. XVIII. S. 5.

nische des grossen Sturzes, dann folgt die Schilderung seines Ablagerungsgebietes und zum Schluss die Beschreibung des Gebietes des kleinen Oeschinensee-Bergsturzes.

III. Der Bergsturz am Fisistock.

A. **Abrissnische** (Fig. 1).

Bei den meisten uns bekannten Bergstürzen ist die Abrissnische nur mit Mühe zu erkennen. Alles ist vernarbt, durch Verwitterung und Erosionsarbeit verwischt. In unserem Gebiete scheint es, wie wenn erst vor kurzem der Bergsturz stattgefunden hätte. Blicken wir von der «Höh» bei Kandersteg aus gegen die Nordwestwand der Fisistöcke hinüber, so ist uns auf den ersten Blick klar, dass jene gewaltige Lücke, deren Sohle die schimmernden Bibergplatten oberhalb der Doldenhornhütte des S. A. C. bilden, und die nach Westen durch die ungeheuer senkrechten Wände des Fisistockes begrenzt sind, die Abrissnische des Bergsturzes ist. Die untere Grenze der Abrissnische bilden der Biberg und die Wilde Fluh, sowie die steilabfallenden Wände, die unterhalb der Klubhütte ins Oeschinental abfallen bis zum Staubbach hin. Die östlichen Punkte fallen mit dem Westufer des Biberggletschers zusammen. Der Spitzstein ist wohl ein Rest der Bergsturzwand. Ein breiter Schuttstrom jüngeren Alters bildet die Grenze gegen das Oeschinental. Der untere Rand der Abrissnische liegt im Osten in 1900 m Höhe, im Westen etwas tiefer. Die Oberkante befindet sich dagegen in 2900 m, sodass die Höhe der Nische 1000 m übertrifft.

Die Tiefe der Nische in der Mittellinie von vorn nach hinten und in der horizontalen Projektion gemessen, beträgt za. 1500 m. Es ergibt sich für den Boden der Nische eine mittlere Böschung von 20—25° und zwar überall ziemlich gleichmässig, im obern Teil etwas mehr, im untern etwas weniger. Der ganze Boden der Nische ist durch blanke Platten gekennzeichnet, die, wie später noch zu erwähnen sein wird, Schichtflächen entsprechen und mit der Ursache des Bergsturzes im Zusammenhang stehen.

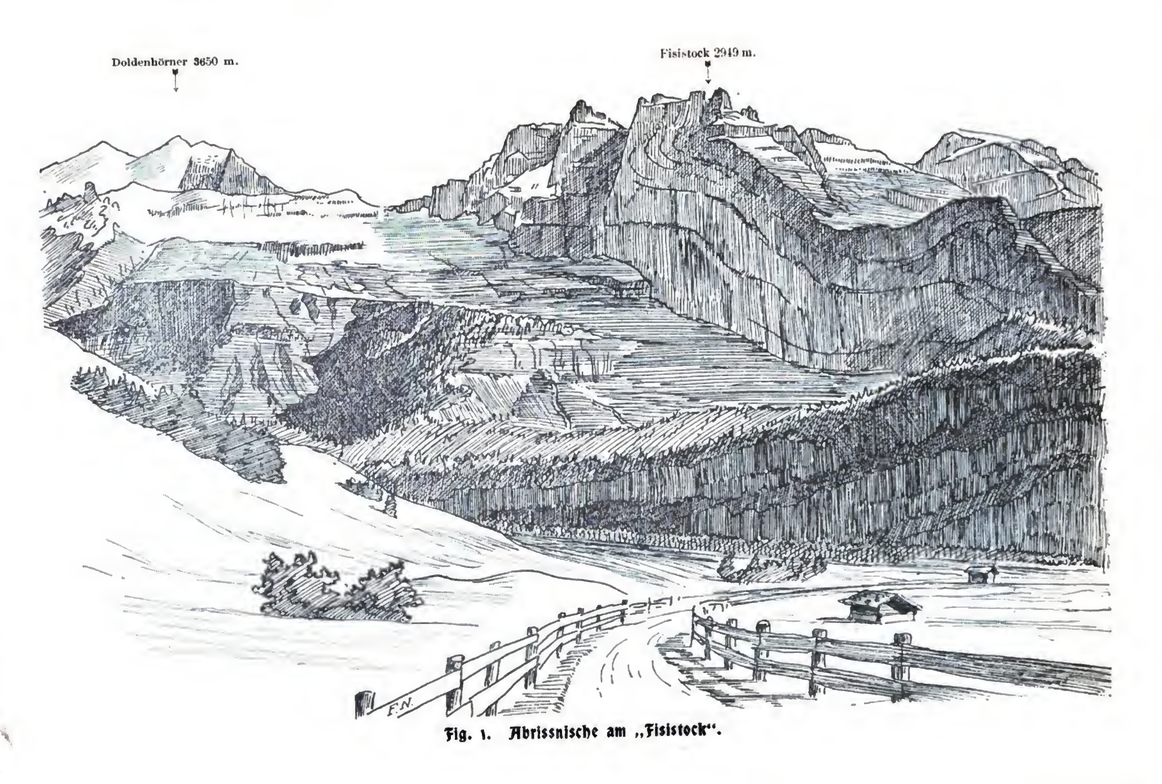


Fig. 1. Abrissnische am „Fisistock“.

Der Boden der Nische wird heute von zahlreichen kleinen Wasseradern und einigen Bächen, vom Fisibach und dem Staubbach, durchzogen, die in die Platten kleine Rinnen eingeschnitten haben.

1. Tektonik und Stratigraphie der Nische.

Am Südabfall der Blümlisalp nach Blatt XVIII der geologischen Karte lagern die Sedimente in regelmässiger Folge vom Verrucano bis zum Malm auf krystallinischer Basis. An der nördlichen Abdachung der Blümlisalp gehören die ältesten Gebilde dem Lias, die jüngsten dem Eocän an [1]). Die gewaltigen Dislokationen, die die Gebirgsschichten erlitten haben, äussern sich ausser in der Lagerung, durch zahlreiche mechanische Veränderungen der Schichten. Alles dies erschwert die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse im höchsten Grade. Die unzugänglichen Abstürze und Flühe machen die Untersuchung vielenorts ganz unmöglich. So ist hier manche Frage ungelöst geblieben.

Das Charakteristikum des Gebirgsbaues zwischen Wildstrubel und Lötschenpass ist ein kompliziertes, nach Nord überliegendes Faltensystem [2]), welches aus vielen Einzelfalten mit mehr oder weniger ausgequetschten Mittelschenkeln besteht. Als kleines Detail an der Stirn des Gewölbeschenkels, dessen Basis auf eine Breite von zirka 15 km überschoben erscheint, ist eine stark nach Norden übergelegte S-Falte, deren Nordschenkel ganz und der Südschenkel teilweise der Denudation zum Opfer gefallen ist.

Am Nordrande der Zentralmassive, wo diese an die Sedimente grenzen, erscheinen solche nach Norden überliegende C- und S-Falten als sogenannte Randfalten. Es zeigt sich also am Fisistock und den Doldenhörnern dasselbe Phänomen wie am Eiger, an der Jungfrau, am Wetterhorn, den Engelhörnern etc.

Da die Stratigraphie der Blümlisalpgruppe von anderer Seite bearbeitet wird, so beschränke ich mich hier auf einige Andeutungen. Die Gesteine der Nische sind vorwaltend der alpinen Kreide angehörige Mergel und Kalke mit rotbrauner Verwitterungsrinde, Quarzsandsteine und Konglomerate. Dieser ganze Komplex hat eine grosse Mächtigkeit. Eigenartig sind

---

[1]) Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. LXXI. II. S. 33.

[2]) Berichte der Berner Naturforschenden Gesellschaft. Kissling, von Fellenberg und Schardt. Bern 1901. S. 107, 114.

gewöhnliche Quarzite, sowie bunte Kalke, die neuerdings nach Gerber und Trösch zur Kreide gerechnet werden. Die Sandsteine bilden wegen grösserer Resistenz gegen Verwitterung hauptsächlich die unzugänglichen Wände und wurden früher von Ischer und Mösch für Malm gehalten. Schrattenkalk mit Requienien tritt in der «Gabelung» zwischen den Fisistöcken und den Doldenhörnern zu Tage, also gerade an der oberen Grenze der Abrissnische.

2. Klassifizierung.

Das bereits erwähnte liegende Faltensystem glättet sich im Streichen der Schichten gegen den Oeschinensee aus. Die Schichten fallen schon im Bereich der Bibergplatten gegen das Oeschinental unter 25—30°. Diese Verhältnisse gestatten uns nunmehr unsern Bergsturz zu klassifizieren.

Man unterscheidet nach dem Material, das im Bergsturz zur Bewegung gelangt, sowie nach der Art der Bewegung, verschiedene Typen von Stürzen [1]. Von der Beschaffenheit des Materials und der Schichtstellung ausgehend, teilt Baltzer [2] die Bergstürze im allgemeinen in vier Kategorien:

1. Felsstürze;
2. Erdschlipfe;
3. Schlammströme;
4. Gemischte Stürze.

Der Name Sturz eignet sich besonders für die unzusammenhängend über die Schichtenköpfe herabrollenden Massen; die Bezeichnung Schlipf oder Rutsch für zusammenhängendes, auf Schicht oder Kluftflächen sich bewegendes Material.

Nur die grössten derartigen Ereignisse, wo wirklich ganze Bergflanken in Bewegung geraten, verdienen den Namen Bergsturz oder Bergrutsch.

Am Fisistock haben wir es nach dieser Klassifikation nicht mit einem Bergsturze im engern Sinn, sondern mit einem Bergrutsch zu tun. Die tektonischen Verhältnisse waren hier für die Entstehung eines Bergrutsches in der Tat besonders günstig. Die talwärts fallenden Schichten wurden von dem noch steileren

[1] Baltzer: Bergstürze in den Alpen, Zürich C. Schmidt 1875.
[2] Derselbe: Ueber Bergstürze N. J. f. Min. etc. 1875.

Gehänge des Oeschinentales abgeschnitten, so dass alle Kennzeichen der Uebersteilheit vorhanden waren. Dazu kam noch die Undurchlässigkeit der mergeligen Schiefer, die an der überstehenden Wand ausstreichen. Dass sie undurchlässig sind, lehren die Quellen, die auf ihnen zu Tage treten. Das alles führte zu einer grossartigen Felsausgleitung.

Zum Schluss der Betrachtung der Abrissnische will ich noch auf zwei Erscheinungen in derselben hinweisen.

An der obersten Grenze der Nische zeigt sich bei Gabbel an der Oberfläche eine Art Rippung. Man kann diese zackigen vorstehenden Rippen wohl nicht der Erosion der Gletscherwasser zuschreiben, ich bin vielmehr geneigt anzunehmen, dass hier eine quer zur Schicht bestehende Abrissfläche vorliegt. Die Fortsetzung der Schicht stürzte ab und löste sich entlang jener gerippten Fläche, von der in Ruhe gebliebenen weiter oben.

Zweitens sei auf das mächtige Schuttfeld aufmerksam gemacht, das die östliche Begrenzung der Nische bildet und von Groll[1]) als Bedeckung einer von ihm vermuteten weiteren Abrissnische gedeutet wird. Dieses erweist sich jedoch bei genauer Untersuchung als ganz wenig mächtiges Schuttmaterial; denn unter der heutigen Oberfläche liegt frischer Fels. Der Schutt ist auch nicht wesentlich jünger als die Abrissnische des Bergsturzes, denn er ist ebenso von Wasser bearbeitet wie jene. Es mag sich um einen Rest der Bergsturzmasse handeln, die nicht bis ins Tal geflogen ist, sondern hier liegen blieb, da die Schichtflächen hier nicht so steil fallen.

Das Material dieses Schuttes besteht ausser aus Kalken und Sandsteinen oberflächlich aus Kreide und Malm-Brocken, die erst nachträglich von Gletscherwassern heruntergebracht worden sind. Diese Gesteinsbrocken liegen ganz an der Oberfläche des Schuttes.

Die östlich von diesen Schuttmassen in den Fründen auftretenden kleineren Rutschflächen sind nicht Abrissnischen, sondern Wirkungen von Gletscher- und Wasser-Erosion und Denudation.

---

[1]) Groll: Ber. der Berner Geogr. Ges. XVIII. S. 4.

B. Ablagerungsgebiet.

Wenn es sich darum handelt, die Natur einer aus Gesteinsfragmenten zusammengesetzten Masse festzustellen, so sind dabei vier Möglichkeiten ins Auge zu fassen. Entweder handelt es sich um die in situ befindliche mechanische Verwitterungsschicht von anstehendem Fels, oder um ein infolge Gebirgsbildung zertrümmertes Material, eine sogenannte Reibungsbreccie, oder es liegt eine Moräne vor oder endlich ein Bergsturz.

In unserem Gebiet können wir vom Fall einer Dislokationsbreccie absehen, da die Ausbreitung des Schuttgebietes mit der Lagerung der Schichten nichts zu tun hat. Um Verwitterungsschutt in situ kann es sich auch nicht handeln, weil nirgends darunter Anstehendes zu sehen ist und die Schuttmassen zum Teil eine für Verwitterungsschutt in situ unerhört grosse Mächtigkeit besitzen.

Es bleibt also nur noch zu entscheiden, ob es sich um Moräne oder um Bergsturzmassen handelt. Hierüber gibt die petrographische Zusammensetzung und der Charakter des Schuttes sowie seine Oberflächenform Aufschluss.

1. Gesteinsarten.

Betrachten wir zunächst die Gesteinsarten, deren Trümmer den Schutt zusammensetzen. Es treten als weitaus häufigstes Material braune gestreifte Mergel und Kalke auf; ausserdem herrschen grüne und helle und zwar besonders auf der «Höhe» und dem «Bühlstutz» Sandsteine und Kalke vor, das ist in den der Abrissnische nächstgelegenen Ablagerungen. Das stimmt mit der Schichtfolge in der Abrissnische. Die grünen und braunen Kalke bilden an der begrenzenden Wand der Abrissnische die obersten Lagen und müssen demnach auch im Bereich der heutigen Abrissnische die hangende Schicht gebildet haben. Es bestätigt dies die oft schon festgestellte Tatsache, dass die obersten Schichten in der Abrissnische nicht den unteren vorauseilen, wie man annehmen könnte, sondern, dass man in den Ablagerungen dieselbe Reihenfolge der Trümmer antrifft, wie die Schichten in der Ausbruchnische liegen.

Die grössten Blöcke des Schuttes im Ablagerungsgebiet bestehen aus braunen Kalken. Der lauchgrüne Sandstein er-

scheint nur in kleineren Trümmern, die mehr geschichtet sind, ebenso der braune Mergel. Der helle Kalk, der auch schon durch seine Härte auffällt — eine Folge eines Kieselgehaltes — ist mit Vegetation: Moos, Farrenkraut, Flechten bedeckt, sodass man oft den Block nicht sieht. So finden wir in der Tat im Schuttmaterial des Kandertales alle die Gesteine der grossen Abrissnische des Fisistockes wieder. Die Gesteine des Gasterentales fehlen dagegen in den Schuttmaterialien vom Bühlstutz talwärts vollständig, so vor allem der Gasterengranit, desgleichen Malm und Tavayannazsandstein. Das beweist von vornherein, dass das Ablagerungsgebiet nicht Moräne eines Gasterengletschers sein kann. Nur die Hügel bei Eggenschwand scheinen Ausnahmsstellung einzunehmen, da in ihnen Gasterengranite häufig vorkommen. Es handelt sich hier, wie wir sehen werden, um eine stark aufgeschürfte Moräne. Aber auch die Gesteine, die am nördlichen Abhange des Oeschinentales anstehen, fehlen im Schutt. Es kann sich also auch nicht um Ablagerungen eines Oeschinengletschers handeln. Es hat zum Schutt von Kandersteg nur der Fisistock Material geliefert.

2. Struktur des Schuttes.

Ein Gewirr von eckigen, scharfkantigen Trümmern bildet meist die Oberfläche des Schuttgebietes.

Die Blöcke liegen durcheinander, ohne Spur von Anordnung, grosse und kleine, zum Teil zu eckigem Grus, Sand und Staub zertrümmert. Besonders die grossen Blöcke sind fast überall stark zersplittert, so dass die meisten Bruchstücke weniger als 5 m^3 betragen. Oft beobachtet man grosse, im Schutt ruhende Blöcke, an welchen noch die Schichtung zu erkennen ist, obgleich sie von vielen Sprüngen durchsetzt sind. Bisweilen sind grosse Blöcke entlang von Fugen in Tafeln auseinandergebrochen, die noch aufeinander liegen.

Die Bruchstücke sind alle eckig oder gelegentlich kanntenbestossen. Die Oberfläche ist stets rauh. Auf der rauhen Oberfläche der Kalke entdeckt man auch leicht die für Bergsturzmaterialien charakteristischen Schlagmarken in Form von kleinen weisslichen oder grauen Tupfen oder grossen länglichen Schram-

men, die durch ihre Rauhheit und ihr Auftreten an rauhen Flächen leicht von Gletscherschrammen zu unterscheiden sind.

Ueberall zeigt der Schutt Spuren einer gewaltigen, plötzlichen und unter grossem Druck erfolgten Zertrümmerung, wie sie für Bergsturz charakteristisch ist. Die Blöcke sind meist zusammengekeilt, sodass zwischen ihnen nur kleine Zwischenräume auftreten. Der Schutt erscheint als typische Bergsturzbreccie. Es lassen sich wohl an manchen Stellen die Stücke auseinanderbrechen, doch sind sie meistens dort, wo viel Wasser Zutritt hatte, wie z. B. am Rande des Beckens von Kandersteg, stark verkittet.

Ein wesentlicher Unterschied besteht zwischen den Schuttmassen der Oberfläche des Ablagerungsgebietes und denen in der Tiefe. Die letzteren sind oft, wie z. B. sehr schön in den Wildbachschluchten «auf der Höh» zu sehen ist, geradezu in feinen Grus zermalen, nur wenige grössere Blöcke finden sich darin. Dagegen liegen obenauf ganz grosse Blockhaufen verhältnismässig locker. Der Grund hiefür ist leicht einzusehen. Die Massen, die heute die Oberfläche bilden, wurden an die Oberfläche des Schuttstromes transportiert. Die Massen, die heute im Liegenden auftreten, standen dagegen beim Bergsturz unter gewaltigem Druck der darüber lastenden Massen.

Zur Charakterisierung der innern Struktur seien im folgenden einige typische Aufschlüsse im Bergsturzmaterial angeführt.

1. Aufschluss bei der Kirche von Kandergrund (vide Karte) östlich von der Strasse, heute als Schuttgrube ausgebeutet. Das Blockmaterial übersteigt nicht Grössen von 2—3 m³. Eckig, wirr durcheinander gepackte Kalke und Mergel, vor allem dunkle Kalke. Die kleinsten Teile sind mehr schlammig. Das ganze wenig verkittet. Dimension zirka 6 m lang und 3 m hoch.
2. Aufschluss an der Strasse auf'm Bühl oberhalb des Bühl-Bühlstutzes vor Kandersteg (vide Karte). Durchwegs grosse Blöcke aus jeglichem Material der Abrissnische. Wenig verfestigt und gar nicht geschichtet. Nur eckiges Material mit zahlreichen Kontusionen. Keine gekritzten Geschiebe, ebenso gar keine Kandergeschiebe.

3. Aufschluss am Bühl beim Neubau der Villa des Dr. Biehly. Charakter wesentlich verschieden von dem der bisher erwähnten Aufschlüsse. Das Schuttmaterial schwach geschichtet, besteht aus kopfgrossen eckigen Trümmern, stark mit Sand verfestigt. Sieht einem Schotter sehr ähnlich, doch findet man weder Gerölle noch gescheuerte oder gekritzte Geschiebe.
4. Natürlicher Aufschluss durch die Kander im Durchbruch am Bühlstutz (vide Karte).

   Hier ist die nachträgliche Wasserwirkung deutlich zu sehen. Sämtliches Schuttmaterial ist stark verfestigt und verkittet, überall mit grauem Staub bedeckt und oberflächlich angewittert. Oft sind die Kalke an ihrer Oberfläche ganz tonig, die Mergel geradezu breiartig.
5. Aufschluss am Stutz bei Reckental im Kanderbett (vide Karte). Material undeutlich geschichtet mit zahlreichen Gasterengraniten. Da dieser Aufschluss in der unmittelbaren Nähe der Kander sich befindet und teilweise sogar von der Kander angeschnitten ist, sind auch die Gesteine nur als Flussgeschiebe zu betrachten. Gekritzte Geschiebe, überhaupt alle Moränenmerkmale fehlen.

Nicht unwichtig sind einige Funde von glacialem Material, die aber nirgends auf dem Bergsturzschutt, sondern immer in demselben gemacht wurden.

Gegenüber dem Hotel Gemmi, hinter einer später zu schildernden grossen Felsrippe, fand ich in Schürfungen kantenbestossene Gasterengranite, doch keine gekritzten Geschiebe. In den Aufschlüssen der Eggenschwanderhügel oberhalb Kandersteg, so im Aufschluss beim Chalet-Säge wie auch in den Grubenaufschlüssen in der Nähe der Galmilöcher (vide Karte), treten gekritzte Geschiebe, ganz eckige Bergsturzmaterialien und teilweise kantenbestossene graue Gasterengranite auf. Gleichwohl handelt es sich nicht um typische Moräne, denn das Material ist mit Bergsturzschutt gemischt. Glaciales findet sich ferner mit massenhaftem Bergsturzschlamm und Sand gemischt im Boden des Beckens von Kandersteg (vide Karte). Aufschlüsse sind heute keine mehr vorhanden, wohl aber noch Kieshaufen, die bei Neubauten der letzten Jahre ausgehoben wurden, wie mir von

Dorfbewohnern berichtet wurde, so beim Hotel Müller. Die gekritzten Geschiebe sind gut gerundetes Material. Ich habe nichts von andern Gesteinen des Oeschinen- oder Gasterentales darin gefunden. Es ist, als wenn es sich hier um Geschiebe eines Fisistockgletschers handelte. Schardt und Fellenberg [1]), die die Ablagerungen im Kandersteg zum grössten Teil für Moräne halten, nehmen an, der Schutt des Bergsturzes wäre nur oberflächlich und unter demselben liege Moräne. Aber gerade in der 25 m tief eingeschnittenen Erosionsfurche der Kander am Bühlstutz ist keine Spur von Moräne zu bemerken, ebenso wenig weiter unten im Kandertal, so weit der Bergsturz reicht. Dagegen halte ich es in der Tat für sehr wohl möglich, dass die Eggenschwanderhügel zum grössten Teil Moräne des Gasterengletschers, bedeckt von Bergsturzschutt, sind, dem aufgeschürftes Moränenmaterial beigemengt ist.

Gegen die Bergsturznatur der Ablagerungen wird von Schardt und von Fellenberg [2]) das Vorhandensein von kleineren Quellen im Schutt angeführt. Es wird betont, dass, wäre die Ausfüllung nur Bergsturzmaterial, Quellen nicht zu Tage treten dürften, sondern unterirdisch abfliessen müssten und erst bei Schlossweid (vide Karte) oder an irgend einer andern Stelle des Talriegels unterhalb des Bühlstutzes austreten könnten. Ich glaube aber nicht, dass damit die Moränennatur der Ablagerungen festgestellt ist, besonders da der Schutt zum Teil mergelig ist. Mit der Bergsturznatur des Bühlstutzes hängt gerade die Tatsache zusammen, dass im Kandereinschnitt, sowie in den Ablagerungen bis Reckental eine Reihe von Quellen hervorbricht. Oberholzer [3]) äussert sich über diesen Punkt folgendermassen: «Das Regenwasser, das auf das Bergsturzgebiet niederfällt, fliesst nur zum kleinen Teil oberflächlich ab, soweit es nicht verdunstet, sickert es in hohem Masse in den durchlässigen Schuttboden ein.» Die Bäche, die von den Talwänden herunterfliessen, ergiessen sich freilich

[1]) Schardt, Fellenberg, Kissling: Bericht der Berner Naturforschenden Gesellschaft 1901 S. 17. Kissling dagegen möchte alles für Bergsturzschutt halten.

[2]) Berichte der Berner Naturforschenden Gesellschaft 1901 S. 17.

[3]) Oberholzer: Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge IX. S. 105.

meistens in die Kander. Doch gibt es vor allem zur Zeit der Schneeschmelze zahlreiche Schmelzwasserbäche, die in der Bergsturzmasse verschwinden. Der Bergsturz saugt das Wasser auf und lässt es im tieferen Kandertale wieder als gutes Quellwasser auftreten. So möchte ich aus den Quellen nicht auf Anwesenheit von Moränen in geringer Tiefe schliessen.

3. Lage des Ablagerungsgebietes zur Nische und Oberflächenformen.

Erörtern wir zunächst die Lage des Ablagerungsgebietes besonders in Hinsicht zur Lage der Abrissnische.

Das Kandertal bildet mit der Mittelaxe der Abrissnische einen stumpfen Winkel (vide Karte). Das Ablagerungsgebiet schmiegt sich der Talrichtung an und seine Längsaxe verläuft daher ebenfalls im stumpfen Winkel zur Mittellinie der Nische. Der Winkel, um den die Ablagerungen aus der in der Verlängerung der Mittelaxe verlaufenden Richtung durch das Tal abgelenkt wurden, beträgt etwa 40°.

Das Ablagerungsgebiet erstreckt sich, die Hügel oberhalb Kandersteg mitgerechnet, über 9 km von Eggenschwand bis oberhalb Reckental bei Frutigen. Denn erst bei Reckental markieren unregelmässig verstreute Blöcke von 10—20 m³ Grösse das Ende des Ablagerungsgebietes, doch lässt sich die Grenze nicht ganz genau ziehen. Die Breite des Ablagerungsgebietes wechselt. Es hat bei Eggenschwand za. 300 m Breite. In Kandersteg erreicht es am Bühlstutz und Bühl eine Breite von fast 1 Kilometer. Unterhalb des Bühlstutzes reduziert sich die Breite auf 300 m; diese Ausdehnung bleibt bis fast zum Schluss. In dieser Aenderung der Breite spiegelt sich die Anpassung des Schuttes an die Talformen. Die Oberfläche des Ablagerungsgebietes fällt entsprechend der Neigung des Tales von Kandersteg gegen Schlossweid, Mittholz, was folgende Zahlen veranschaulichen mögen:

	Gefälle
Auf der Höh 1340 m	6 ‰
Bühl 1210—1350 m	5 ‰
Schlossweid 1100 m	3 ‰
Blauseeli und Riegelsee 900 m	3 ‰
Bunderbach 880 m	4,5 ‰

(vide Karte)

Vom rein morphologischen Gesichtspunkte müssen wir im ganzen mehrere Ablagerungsregionen unterscheiden, die zwar miteinander verbunden sind, jedoch verschiedene Formen besitzen, nämlich:

1. Die nördliche und westliche Umwallung des Beckens von Kandersteg:
   a) auf der Höh (Fig. 4);
   b) Bühl und Bühlstutz.
2. Der untere Teil des Schuttgebietes vom Bühlstutz abwärts mit wallförmiger Anordnung der Hügel.
   a) bei Mittholz und Schlossweid;
   b) die Tomalandschaft [1]) bei Kandergrund (Fig. 2).
3. Die Eggenschwander-Hügel:

1. (Auf der Höh, Bühl, Bühlstutz.)

a) Der heutige Boden des Beckens von Kandersteg verdankt seine Entstehung einer jungen Aufschüttung, die einen alten See ausfüllte, von dem wir später noch zu handeln haben. Der See dehnte sich von Zielfuren bis Aegerten aus (vide Karte) und besass eine grösste Breite von $1^1/_2$ km. Wie tief er war, lässt sich heute nicht sagen. Im Westen des Beckens erhebt sich die ganz aus Bergsturzschutt aufgebaute Terrasse, die den Namen «auf der Höh» trägt, 150 m über die Talsohle. Sie liegt in der Verlängerung der Mittelaxe der Abrissnische und erstreckt sich von Eggenschwand im Süden, den Wänden des Gollischen und Alpschlenhubel angelagert, bis Aegerten im Norden.

Die Terrassenfläche in der Nähe der Kante gegen die Kander hin, die den östlichen Fuss der Terrasse bespült, liegt etwas höher als die den Felswänden unmittelbar benachbarte Terrassenfläche, so dass eine ausgesprochene Wallform zum Ausdruck kommt. Gegen die Kander hin ist der Terrassenabfall von zahlreichen Wildbächen angeschnitten. Wandern wir ihrer Länge nach über die Terrasse hin, so fällt uns ihre wellige und hügelige Ober-

---

[1]) Tomalandschaft. Penck und Brückner: Alpen im Eiszeitalter. Leizig 1902. S. 630.

Piperoff: Geologisches der Calanda. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. N. F. VII. 1897 S. 38.

Tarnuzzer: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens. N. F. XXXIX 1896. S. 55.

fläche auf. Die Hügel sind mit eckigen, zum Teil zersplitterten Felsblöcken bedeckt. Blöcke von mehr als 10—20 m^3 Inhalt sind keine Seltenheit. Eine Gruppierung in Schwärme und Blockgruppen ist vorhanden, aber nicht auffallend. Gegen Eggenschwand, wohin die Terrasse sich talaufwärts senkt, hört die Wellenform der Oberfläche plötzlich auf und nur grosse Blöcke liegen zerstreut umher. Scharf ist die Grenze zwischen diesen Blöcken und dem Schuttkegel des Gollischen-Baches, der nur aus Bachschutt besteht. Die Böschung der einzelnen Hügel «auf der Höh» ist durchwegs 10—11°. Die Formen der Terrasse «auf der Höh» entsprechen, wie man sieht, jenen, wie sie Oberholzer[1] als charakterisierend für die Brandungswelle eines Bergsturzes schildert, in der ein Bergsturz an der seinem Herkunftsort gegenüberliegenden Talseite anprallt. Auch die charakteristische Vertiefung zwischen dem Abhang. auf dem die Masse anprallte, und der Hauptmasse des Schuttes fehlt nicht. Sie kann dem Abhang der First und des Gollischen entlang wohl 1½ km. weit verfolgt werden und ist bis nach Aegerten ausgebildet; hier wird sie etwas breiter, und die Firstlinie des Schuttes reicht vom Talgehänge noch mehr gegen den Talboden zu ab.

Hier auf der «Höhe» war es offenbar, dass die in gerader Linie von der Abrissnische herunterschiessenden Massen zuerst am Talgehänge anprallten, dabei zurückgeworfen, teilweise aber in die Talrichtung gegen den Bühlstutz abgelenkt wurden, während kleinere Massen des Schuttes auch talaufwärts gegen Eggenschwand ausgestreut wurden.

b) Das Becken von Kandersteg ist talwärts durch den Rücken der Bühl abgeschlossen, der 40 m. über die Kander bei Kandersteg um volle 160 m. über den unterhalb anschliessenden Teil des Kandertales sich erhebt. So markiert der Bühl eine Felsstufe, deren Abfall als Bühlstutz bezeichnet und von der Strasse in zahllosen Windungen erstiegen wird. Betrachten wir zunächst den Abfall der Talstufe — — den Bühlstutz. Er weist nicht wie die Terrasse auf der «Höh» eine wellige Oberfläche auf, sondern fällt einheitlich und glatt ab. Er macht den Eindruck einer Felsstufe, die das Tal quert, obwohl nirgends anstehender Fels zu sehen ist. Die Oberfläche wird von einem

[1]) Oberholzer: Beitr. z. Geol. K. der Schweiz. N. F. IX. S. 79.

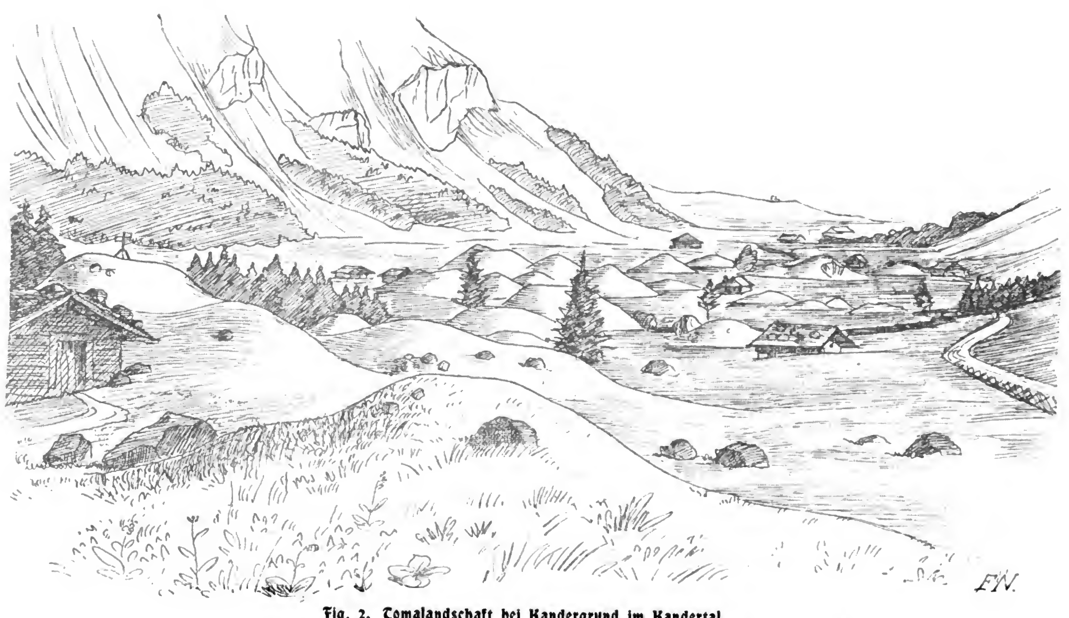


Fig. 2. Tomalandschaft bei Kandergrund im Kandertal.

Haufwerk unregelmässig verkeilter, eckiger Trümmer verschiedener Gesteine gebildet. An derjenigen Stelle, wo sich der Bühl der Terrasse «auf der Höh» anschliesst, hat die Kander in ihn eine 35 m. tiefe Schlucht eingeschnitten. Die südliche Begrenzung des Bühlstutzes bildet der Bühl, dessen nördlicher Abfall mit dem Bühlstutz verschmilzt. Er bildet, wie schon erwähnt, eine ca. 40 m. über dem Boden von Kandersteg aufsteigenden Hügel und hat weder deutliche Wall-Form, noch zeigt er einzelne kleine Hügel, sondern erscheint wie anstehender Fels. Gegen seine Umgebung hebt sich der Bühl nicht stark ab. Seine östliche Seite bilden zahlreiche Schuttkegel, die der Birre entsprungen sind. Nach der Oberflächenform ist eine Unterscheidung zwischen beiden nicht durchzuführen, sondern nur nach dem Gesteinscharakter.

Die Grenze des Bühlstutzes gegen die Schutthaufen von Schlossweid und Mittholz mit den grossen, lose umherliegenden Blöcken ist deutlich. Die Böschung des Bühls talabwärts ist wie beim Bühlstutz steil 15—18°, gegen das Becken von Kandersteg 10—12°.

2. Das Schuttgebiet unterhalb des Bühlstutzes (vide Karte).

a) Das Schuttgebiet von Schlossweid und Mittholz beginnt gleich unterhalb des Bühlstutzes und endigt bei Kandergrund. Seine Breite ist ziemlich regelmässig 3—400 m. Durchschnittlich liegt die Schuttoberfläche im Westen höher als im Osten. An die westliche Talwand reicht der Schutt nicht heran, sondern ist durch die Kander von ihr getrennt. Die Blöcke, die an der Oberfläche auffallen, sind im allgemeinen ziemlich gleichmässig gross. Nur 2 Riesen heben sich unter ihnen hervor und sind besonders zu erwähnen. Der erste Block, aufrecht gestellt wie ein Obelisk, etwa 100 m^3 fassend, kann in der Schlossweid nicht übersehen werden. (Fig. 5.)

Ueber den zweiten ebenfalls ca. 100 m^3 grossen Block ist die Strasse dicht am Fuss des Bühlstutzes geführt; er fällt nicht so in die Augen wie sein Gefährte. Was nun die Anordnung der Blöcke betrifft, so beobachten wir in der Umgebung des Blauseeli eine Art Sortierung, eine Vereinigung von Trümmern derselben Art. Die Oberflächenformen dieses Teiles des Schuttgebietes sind andere, als bei der Umwallung des Beckens von

Kandersteg. Keine grossen mächtigen in der Talrichtung verlaufenden Wälle wie z. B. auf der «Höh», sondern zahlreiche zur Talrichtung geordnete flache Wülste. Sie erscheinen als breite 5—10 m hohe, niedrige, quer übers Tal gelegte Rücken, die durch die Kander angeschnitten und dann in isolierte Kuppen aufgelöst sind. Die Böschung ist überall regelmässig. Ein schwaches Fallen talaufwärts und talwärts von 6—7°. Das gewaltige Blockgewirre, das hier herrscht, ist am besten in den Anlagen am Blauseeli zu sehen.

b) Von Kandergrund bis gegen Reckental, wo der Schutt mit Streuung grosser Blöcke aufhört, ist eine typische Tomalandschaft ausgebildet. (Fig. 2.)

Es treten 30—40 kegelförmige Hügel auf, an deren Oberfläche keine Blöcke zu beobachten sind. Flache Wellen treten auch hier auf, wenn wir die Anordnung der Hügel betrachten.

3. Als drittes Gebiet haben wir noch die Eggenschwander-Hügel zu behandeln. Wir bezeichnen damit die Hügel zwischen der Klus hinter dem Bären-Hotel und dem Südfuss des Hügels «auf der Höh» bei Bütschels (vide Karte). Sie bilden einen za. 25 m. über der Talsohle emporsteigenden Zug von 1,2 km. Länge. Die Oberflächenformen sind teilweise Bergsturzformen, doch nicht allgemein. Viele von den Hügeln, wir zählen derer za. 12, sind Moränen viel ähnlicher. Nirgends finden wir festen Fels. Die Hügel sind mit Gras bewachsen und nur hie und da sieht man einen Felsblock von höchstens 3—4 m³ hervorschauen. Die Hügel erreichen ihren höchsten Punkt in der Bühl und nehmen gegen den Fuss des Fisistockes allmählich an Höhe ab, bis bei den Galmilöchern nur noch Wälle von 1—2 m. auftreten. Alle Hügel haben einen mehr gebogenen Grundriss. Ihre konkave Seite ist gegen die Fisistöcke gerichtet. Auffallend ist die scharfe Begrenzung der Hügel. Es fand auf ihrer Oberfläche keine Streuung der Trümmer statt.

Hinter dem Hotel Gemmi erhebt sich am linken Ufer der Kander aus dem Talboden eine grosse Felsmasse za. 10 m hoch. Deutlich kann man im Nordosten Streichen und Fallen bestimmen. das mit dem Felsrücken an der Klus identisch ist. Es handelt sich hier wohl um einen durch Erosion von dem Talende getrennten anstehenden Rücken.

Ueberblicken wir das ganze Ablagerungsgebiet, so fällt das häufige Auftreten von steilen Böschungen, wie sie beim Aufschütten lockerer Massen entstehen, auf, wie sie sich am Fuss der Altels an derjenigen Stelle bildeten, an der die stürzenden Massen zuerst die Talsole erreichten. Sie blieben aber der grossen Geschwindigkeit wegen hier nicht liegen, sondern flogen weiter und lagerten sich erst im Umkreis ab. [1])

Das Blauseeli und der Riegelsee sind durch ihre herrliche Farbe und Lage bekannt. Sie liegen zwischen Bergsturzwellen. Sie werden ausschliesslich durch reines Quellwasser genährt und unterirdisch entwässert. Ein oberirdischer Abfluss fehlt. Es treten noch weit kleinere Seen oder auch nur Tümpel oder Moräste im Umkreis des Blauseelis auf. Das kleine Seelein bei Kandersteg in Zielfuren (vide Karte) ist ebenfalls ein kleiner Bergsturzsee.

C. Dimensionen des Bergsturzes, sowie Zusammenfassung über die Bewegung der stürzenden Massen.

Der Flächeninhalt des Ablagerungsgebietes und der Nische zusammen ist za. 9 km². Die Entfernung der höchsten Punkte der Nische vom Ende des Schuttstromes beträgt 12 km, die Länge des Schuttstromes allein 8 km. Wie bei den Bergstürzen im Glarnerlande [2]) ist es auch hier schwierig, den Rauminhalt zu bestimmen, da man sich keine zweckmässige Vorstellung von der Gestalt der Talsole vor Niedergang des Bergsturzes machen kann. Ich beobachtete folgende Mächtigkeit

auf der Höh	150 m	Basis nicht erschlossen,
am Bühl	140 m	» » »
am Bühlstutz	30 m	» » »
bei Schlossweid	25 m	» » »
bei Mittholz	30 m	» » »

Mit 50 m dürfte demnach die Mächtigkeit des Schuttes, dessen Liegendes nirgends sichtbar ist, sicher unterschätzt sein. Nehmen wir eine mittlere Mächtigkeit von 100 m an, so kommen wir auf einen Rauminhalt von 900.000.000 m³. Diese Zahl ent-

[1]) Brückner: Himmel und Erde VIII. Berlin 1898, S. 58.

[2]) Oberholzer: Beitr. z. Geol. K. der Schweiz. N. F. IX. S. 86.

spricht recht gut dem Rauminhalt der Nische. Diese bestimmte ich dadurch, dass ich die Wand des Fisistockes bis zum Rand der Nische verschoben dachte. Die Grundfläche der Abrissnische beträgt 2,4 km, die durchschnittliche Höhe der Wand gegen den Fisistock 350 m. Nehmen wir letztere Zahl als mittlere Mächtigkeit der abgestürzten Masse an, so erhalten wir ein Volumen von 840.000. Unsere Zahl stimmt auch mit Brückners Schätzung gut überein. [1])

Der Vertikalabstand zwischen dem oberen Rand der Abrissnische und dem Ende des Ablagerungsgebietes misst 2200 m, und die mittlere Neigung der gekrümmten Mittellinie des ganzen Bergsturzes beträgt 10—11°. Weit grösser, fast 24° ist die Neigung der Rutschbahn vom Rand des Schuttstromes von Kandersteg bis zu seinem Ende.

Interessant ist ein Vergleich mit der Böschung anderer Bergstürze.

1. Flims 15.000 mil. m^3 6—8°
2. Kandersteg 900 mil. m^3 10—11°
3. Goldau 15 mil. m^3 12°
4. Elm 10 mil. m^3 14—16°.

Je grösser die stürzenden Massen, desto kleiner wird der einzelne Block im Vergleich zum ganzen, desto mehr ähnelt die Bewegung des Schuttes derjenigen einer Flüssigkeit oder einer Lawine, desto weiter fliegen die Massen und desto flacher wird die Gesamtböschung des Sturzes. [2])

Geben wir kurz ein Bild der Vorgänge beim Sturz. Der Trümmerstrom fuhr zunächst von der Abrissnische in nordwestlicher Richtung, prallte dann auf die gegenüberliegende Wand der Lohnerkette und wurde dort nicht nur nach Norden, sondern zu einem kleinen Teil nach Süden abgelenkt. Durch Rückprall bildete sich die Brandungswelle «auf der Höh»; im Bereich des Bühles blieben grosse Massen fest verkeilt liegen, während das Becken von Kandersteg weniger hoch vom Schutt erfüllt wurde, weil dieser darüber hinwegstürzte. Ein breiter Trümmerstrom

---

[1]) Brückner: Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1902. S. 603.

[2]) Heim: Der alte Bergsturz von Flims. Jahrbuch des S. A. C. Bd. XVIII. S. 307.

floss über die wahrscheinlich schon früher als Felsstufe existierende Stufe des Bühlstutzes ins Kandertal herunter, wo er sich wie ein dicker Brei ausbreitete. Der Bühlstutz scheint, soweit sich nicht vielleicht unter ihm die erwähnte Felsstufe befindet, seine grosse Höhe deswegen zu besitzen, weil eben hier der grosse Teil der Massen liegen blieb.

D. Alter des Bergsturzes.

Suchen wir das Alter des Bergsturzes zu bestimmen. Heim[1]) und Oberholzer[2]) haben bekanntlich die Bergstürze von Flims und den von Glarus als interglacial betrachtet, da teilweise Moränen innerhalb des Schuttes auftreten. *Penck und Brückner*[3]) haben dagegen dargetan, dass die Stürze nicht interglacial, sondern interstadial sind. Sie fielen nach der letzten Eiszeit und wurden später nur randlich vom Gletscher des sogenannten Gschnitzstadiums eines postglacialen Gletschervorstosses erreicht, aber keineswegs von ihm überschüttet.

Wie steht es nun mit dem Bergsturz von Kandersteg? Da ist zunächst von Wichtigkeit, dass im ganzen Ablagerungsgebiete des Bersturzes eine Bedeckung durch Moräne völlig fehlt. Das Bergsturzmaterial liegt überall zu Tage. Es wurden auch nur an ganz wenigen Punkten einige gekritzte Geschiebe und Gasterengranit gefunden.

So habe ich im Aufschluss am Bühl unterhalb des Schuttkegels der Birre ein einziges gekritztes Geschiebe gefunden, doch keine kristallinischen Geschiebe. Die erratischen Gasterengranite in den Eggenschwander Hügeln und die gekritzten Geschiebe im Boden vom Kandersteg, die ausschliesslich vom Fisistock gestürzt sein mögen, haben wir oben kennen gelernt. Das ist alles, was ich bei meinen zahllosen Begehungen an Glazialem im Bereich des Ablagerungsgebietes des Bergsturzes gefunden habe.

Wie sind nun die spärlichen glacialen Reste zu deuten? Zunächst kann keine Rede davon sein, dass der Bergsturz je

[1]) Ebenda.
[2]) Oberholzer, Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz. N. F. IX. S. 57. S. 200.
[3]) Penck u. Brückner: Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1902—04. S. 636.

ganz vom Gletscher überschüttet wurde; auch abgesehen von der gänzlich fehlenden Moränenbedeckung sprechen die frischen Formen dagegen. Ja nicht einmal eine teilweise Bedeckung durch das Ende einer Gletscherzunge kann angenommen werden. Sonst hätten sich doch Moränen als Decken an einigen Stellen finden müssen. Ueberaus unwahrscheinlich ist auch die Annahme von Schardt, v. Fellenberg und Kissling, [1]) der Bergsturz sei auf einen im Kandertal liegenden Gletscher gestürzt. Sie meinen das Fehlen von Sandsteinen zwischen dem Abrissgebiet und dem Bühl dadurch erklären zu können. Das Schuttmaterial sei von hier aus auf dem Gletscher ins Tal heruntergeschossen und auf diese Weise das 8 km weite Streuungsgebiet verursacht worden. Jenes vereinzelte Vorkommen von glacialem Material inmitten des Schuttes möchte ich zu einem Teil auf Aufschürfung von im Tal vorhandenen Moränen durch die im Sturz befindlichen Schuttmassen zurückführen. So kommen die wenigen gekritzten Geschiebe und Gasterengranite in den Schutt der Eggenschwander Hügel. Aehnliches hat Heim bei den Glarner Bergstürzen geschildert. [2]) In einem andern Teil dürfte die Moräne mit dem Bergsturzmaterial abgestürzt und so in dessen Trümmer gelangt sein. Das dürfte für die glacialen Geschiebe am Boden des Beckens von Kandersteg gelten. Es sind nach ihrer Zusammensetzung Reste von Moränen eines Fisistockgletschers, die beim Absturz einst hoch oben am Fisistock gelegen haben mögen und dann mitsamt ihrer Unterlage zu Tale gingen. Als oberste Schicht blieben sie am Fuss des Fisistockes, also der Abrissnische zunächst liegen, gemischt mit Brocken ihrer Unterlage. Das spricht alles dafür, dass der Bergsturz postglacial ist und auch erst nach Abschluss des Gschnitzstadiums niederging. Denn während dem Gschnitzstadium hätte, nach Analogie mit den Verhältnissen bei Adelboden zu urteilen, das Gletscherende des Blümlisalpgletschers und des Kandergletschers ungefähr im Bereich von Kandersteg liegen und den Bergsturzschutt teilweise mit Moräne bedecken müssen. Mit der Annahme des postglacialen Alters des Bergsturzes stimmt auch das, dass mir und Groll [3]) von den Dorfbewohnern mitgeteilt wurde, dass

[1]) Ber. der Berner Naturf. Ges. 1901. S. 17.
[2]) Oberholzer, Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz S. 143.
[3]) Groll, Ber. der Berner Geogr. Ges. XVIII. S. 3—5.

im Schutt an einigen Stellen, so bei den Eggenschwander Hügeln und im Kandergrund, Baumstämme gefunden wurden. Das Tal war also bewaldet und daher eisfrei, als der Bergsturz niederging. Noch ein anderer Beweis dafür, dass der Bergsturz noch ganz jung ist, liefern die blanken Platten in der Abrissnische; sie müssten, falls nach dem Bergsturz noch eine Eisbedeckung eingetreten wäre, geschrammt sein. Doch die in den Platten entstandenen Rinnen sind alles nur Wassererosionskanäle, und die Abrissfläche ist fast glatt erhalten, abgesehen von einer durch oberflächliche Verwitterung veranlassten Rauheit. Die Platten sind nicht vergletschert gewesen.

Unbrauchbar zur Altersbestimmung des Sturzes ist dagegen die Ufermoräne, die vom Spitzstein zu herunterzieht. Es handelt sich um eine ganz junge, wohl noch im 19. Jahrhundert vom Doldenhorngletscher abgesetzte Ufermoräne.

E. Veränderung, die die Oberfläche des Schuttgebietes nachträglich erlitten hat.

So jung und frisch auch die Oberfläche des Bergsturzschuttes heute meist daliegt, so hat sie doch im allgemeinen eine Verwitterung und an einigen wenigen Stellen durch Akkumulation und Erosion durchgreifende Veränderung erlitten: Das Becken von Kandersteg ist aufgeschüttet worden und der Abfall von der «Höhe» gegen die Kander, sowie den Bühlstutz sind durch Erosion gefurcht worden. Den Verwitterungskräften ist es noch nicht gelungen, das Ablagerungsgebiet überall mit einer zusammenhängenden Erdschicht zu überziehen. Es gibt Stellen, wo die oft ganz kahlen, oft nur mit Moosen und Flechten bedeckten, wirr aufeinandergetürmten Blöcke sich förmlich drängen. Der Verwitterung sind zahlreiche, charakteristische Oberflächenformen an den Blöcken im Bergsturzgebiet zu verdanken. Ganz besonders bei wechselnden Lagen von Kalk und Mergel treten manche Partien und zwar stets die mergeligen mehr hervor als die anderen. Dadurch erhalten ganze Blöcke ein merkwürdiges Ansehen; sie erscheinen an ihrer Oberfläche gestreift. Besonders fällt das in Gebieten auf, wo Schwarmbildung der Blöcke zu beobachten ist, wie beim Blauseeli. Die Streifung ist einfach

dadurch entstanden, dass die Kalklagen oberflächlich aufgelöst wurden, während die Mergellagen zwar angegriffen, doch ihres Tongehaltes wegen nicht entfernt wurden. Ein braunes Skelett von Aluminiumsilikat blieb zurück, das zwischen den weggelösten Kalklagen ein wenig vorsteht. Die Beschaffenheit der Oberfläche des Schuttes deutet recht deutlich auf die heutigen Vegetationsverhältnisse. Wo Blockanhäufungen an der Oberfläche auftreten, hat sich der Wald stets gehalten, wo dagegen die Oberfläche aus feinem Material besteht, hat der Mensch den Wald ausgeforstet, und es dehnen sich hier heute Wiesen und Weiden aus. Hierbei spielt auch die petrographische Beschaffenheit eine grosse Rolle. Auf den grünen Kalkstreifen ist meist Wald zu finden, auf Kalkboden (Flysch) mehr Weiden und Wiesen.

Das Becken von Kandersteg.

Der ganze Habitus des Beckens von Kandersteg lässt auf einen prähistorischen See schliessen, der von den Eggenschwander Hügeln bis zum Bühlstutz gereicht hat. Die mächtige Schuttbarriere, die sich beim Bergsturz vor den Ausgang des Tales gelegt hatte, staute die Kander auf. Heute ist der See geschwunden und nicht einmal Terrassen haben sich in der Höhe des alten Seespiegels erhalten. Die Vernichtung des Sees dürfte auf zweierlei Weise erfolgt sein. Erstlich schnitt, und zwar sofort nach dem Sturze, der Abfluss des Sees im Bereich des Bühl in die Tiefe und schuf im Laufe der Zeit die Erosionsschlucht der Kander im Bereich des Bühlstutzes, die heute eine Tiefe von 35 m besitzt, zweitens aber schüttete die Kander von oben her den See zu. Wie mächtig die Ablagerungen im Gebiet des Beckens von Kandersteg sind, wissen wir nicht.

Beim Hotel Müller fand ich beim Graben eines Brunnens folgendes Profil:

1. Humuserde ½ m.
2. Lehm 1 m.
3. Feiner Sand, geschichtet, 20 cm.
4. Material mit Gasterengranitgeschieben, 15 cm.
5. Feiner Sand, 40 cm.
6. Verschiedene Geröllablagerungen.

Als Kandergeschiebe fand ich in der Brunnengrube dieselben Gesteine wie auch im heutigen Bachbett, vor allem: Gasterengranit, Gneisgranit und Gneis, grüne Schiefer, metamorphischen Kalkstein, Mergel, Tavayannazsandstein und «Schnetzsteine» (ein in Kandersteg bekannter Tonmergel, der sich in den Galmilöchern zahlreich vorfindet). Auch bei Neubauten hat man, wie mir von den Dorfbewohnern mitgeteilt wurde, oft geschichtete Kiespartien und Bachkies getroffen. Man muss annehmen, dass die Kander nach der Zuschüttung des Sees in ähnlich verwildertem, vielfach geteiltem Lauf über den Boden des Beckens hinfloss, wie heute im Gasterental.

Wesentlich zur Aufschüttung des Beckens von Kandersteg hat auch der mächtige Schuttkegel beigetragen, den der Oeschinenbach aufgetragen hat und der die Kander noch heute dirigiert. Er besteht aus Material, das dem kleinen Bergsturz am kleinen Oeschinensee entstammt und wird später im Anschluss an den grossen Bergsturz vom Fisistock noch zu erwähnen sein. Eine Reihe der heutigen ebenen Talböden mögen auch durch die mit der Aufschüttung Hand in Hand gehende laterale Erosion geschaffen worden sein, die die Hügel anschnitt. Auch die Hügel von Eggenschwand tragen an der Kander Spuren einer solchen seitlichen Erosion. Der Lauf der Kander im Becken von Kandersteg war ursprünglich durch die Anordnung der Schuttkegel daselbst bestimmt: denn der Oeschinenbach-Schuttkegel drängte sie nach Westen, diejenigen der kleinern Wildbäche, die sich in den Steilbord der «Höhe» eingefressen hatten, drängten sie nach Osten. So bildete die Kander dort, wo heute das Grand Hôtel steht, bis 1846 einen weiten Bogen. Heute noch nennt man diese Stelle des alten Laufes den «Kanderlauf».

Die Kander verursachte hier zahlreiche Ueberschwemmungen und wurde im Jahre 1847 geradegelegt; sie nahm dabei ihren heutigen Weg. Es ist infolgedessen eine Periode der Erosion eingetreten. Die Schuttkegel am Fuss der «Höhe» wurden angefressen und an den Wildbächen eine erneuerte Tätigkeit angespornt.

Dass der Abfall auf der «Höh» gegen das Becken von Kandersteg ursprünglich durch die Anhäufung des Bergsturzschuttes bedingt war, haben wir oben erwähnt; heute ist er

freilich ganz von Wildbächen verändert, nachdem ihn vielleicht die Kander durch die seitliche Erosion untergraben hatte. Die Wildbäche sind hier in das Material der tieferen Lage des Bergsturzschuttes eingeschnitten, der, wie wir oben sahen, durch eine weitgehende Zertrümmerung und Zerreissung ausgezeichnet und überaus fest gepackt durch nachträgliches darüberfliessendes Wasser verfestigt ist. Jeder der Wildbäche kann geradezu als Schulbeispiel für Wasserwirkung bezeichnet werden (Fig. 4). Sammelgebiet, Abzugsrinne und Schuttkegel sind mit einem Blick zu übersehen. Im Sammelgebiet herrscht durchwegs die gleiche Böschung der Gehänge, wie sie als Maximalböschung dem Bergsturzschutt zukommt. Die relative Höhe der einzelnen kleinen Räume ist ausschliesslich abhängig vom Abstand der benachbarten Wasseradern voneinander. Die bis 1847 in Aufschüttung begriffenen Schuttkegel sind seit der Korrektion des Kanderlaufes ausser Funktion gestellt, nur kleine Täler sind in sie eingegraben worden.

IV. Bergsturz am Oeschinensee.

Einleitung.

Ein Blick von Kandersteg ins Oeschinental gegen die Blümlisalp lässt uns gleich die auffallende Barrière bemerken, die sich in der Gegend des Staubbaches und südwestlich des Sees quer durchs Tal legt. Die bewaldeten Hügel verursachen hier scheinbar einen Talschluss. Nicht zu übersehen sind aber auch die glänzenden Platten, die denen des grossen Bergsturzes entsprechen. Sie scheinen von Kandersteg gesehen bis ins Tal hinabzureichen. Die Verhältnisse liegen auf den ersten Blick ziemlich klar. *Die Barrière besteht aus dem Schutt eines Bergsturzes, der über jene Platten niederging.*

A. **Abrissnische** (Fig. 3).

Die tektonischen Verhältnisse der Abrissnische, die dem grossen Sturze dicht benachbart ist, hier noch einmal zu erläutern, halte ich für überflüssig, da es ja dieselben sind wie die bereits besprochenen. Die grössere Nähe der eigentlichen Blümlisalpgruppe verändert nichts und beeinflusst auch nicht die Lage der Schichten. Die Abrissnische beginnt in der Höhe von 1720 m und zieht sich bis 1850 m hinauf. Die horizontale Entfernung beträgt za. 450 m. Wir sehen, dass wir es mit einem ganz kleinen Bergsturz zu tun haben; östlich ist die Nische begrenzt durch die zerschrundeten Felsen in den Fründen; westlich reicht sie bis zu einem Felscouloir, das sie vom Staubbach abgrenzt. Ihre obere Grenze bildet der Doldenhorngletscher. Mit Rücksicht auf die Schichtstellung und den Verlauf der Abrissfläche muss der Bergsturz am östlichen Fisistock oder genauer im Uebergang des Fisistockes zum Doldenhorn, wie derjenige des westlichen Fisistockes als Felsenschlipf oder Felsrutsch bezeichnet werden (vide Karte). Seine Rutschbahn ist ebenso wie die des grossen Bergrutsches gebildet, von Mergeln und Kalken. Wie die untere Grenze der Abrissnische verläuft, ist schwer zu beurteilen, denn das ganze Gebiet ist an seinem Fuss von Schuttkegeln übersät (Fig. Nr. 3). Am Fuss der Abrissnische haben die sie durchfurchenden Bäche mächtige Schuttkegel gebildet. Die einzelnen Schuttkegel sind wieder andern aufgesetzt. Nebstdem sind zahlreiche Felsstürze vom Doldenhorn und Spitzstein in historischer Zeit abgegangen, sodass mit Ausnahme der Platten, die schon ihrer Böschung von 25—30° wegen von Schutt nicht bedeckt sind, alles andere eine mächtige Trümmermasse ist. Auch hier überwiegen Mergel, Kalke und Sandsteine. Groll [1]) nimmt an, die Abrissnische zöge sich weiter hinauf bis an den Spitzstein und sei hier oben nur vom Schutte bedeckt. Er bringt dadurch die beiden Abrissnischen in Zusammenhang. Man müsste dann die Oeschinenseeabrissnische für die Fortsetzung der grossen Nische halten. Ich beging vom Oeschinensee aus fast sämtliche dieser hochgelegenen Schuttmassen und kontrollierte sie vom

[1]) Groll, Berichte der Berner Geographischen Gesellschaft XVIII. S. 4.

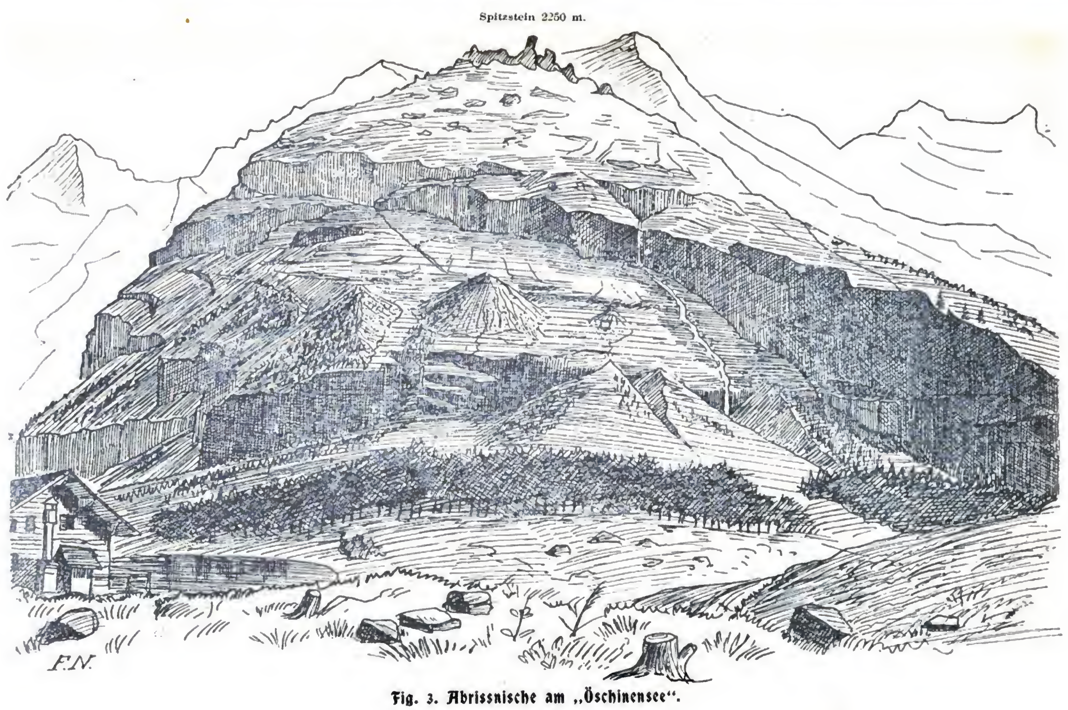


Fig. 3. Abrissnische am „Öschinensee“.

Spitzstein aus. Sämtliches Schuttmaterial liegt nur in geringer Mächtigkeit auf festem Fels und bildet keineswegs eine Fortsetzung der Abrissnische nach oben. Es fehlt jeder örtliche Zusammenhang beider Abrissnischen, und ich möchte daraus schliessen, dass die beiden Bergstürze zwar dieselbe Ursache des Abrutschens besitzen, aber doch unabhängig voneinander niedergingen. Damit soll nicht ausgeschlossen sein, dass die beiden Stürze gleichzeitig erfolgten. Es kann auch heute noch geschehen, dass die Fisiwand von der Doldenhornhütte an bis zum Oeschinensee abbricht und zur Tiefe fährt. Die Bedingungen sind gegeben. Doch sind weder Risse, noch andere Anzeichen vorhanden, dass ein derartiger Fall in der nächsten Zeit eintreten könnte. Die Länge der Sturzbahn beträgt beim Gebiete des Oeschinenbergsturzes höchstens 0,5 km, die Fallhöhe 300 m.

B. Ablagerungsgebiet.

Von einem Trümmerstrom im eigentlichen Sinne des Wortes wie bei grossen Bergstürzen, finden wir am Oeschinensee nichts und zwar schon deshalb, weil die Fallhöhe, sowie die Sturzbahn zu klein sind. Die Hügel des Ablagerungsgebietes zeigen wohl manche Züge einer typischen Bergsturzlandschaft, doch fehlt ihnen jede Wulstbildung und Tomacharakter. An der Grenze der Trümmermasse fehlt die unvermittelte Begrenzung; fast überall ist eine räumliche Zerstreuung der Trümmer zu sehen. Scharfe Grenzen zeigen sich in der Tat nur bei Bergstürzen, die gross genug sind, um das Phänomen der Strömung der Trümmermasse hervorzuheben. Bemerkenswert ist, dass trotz der geringern Fallhöhe am Fusse der Nische doch eine Depression sich befindet, so dass also die Hauptmasse des Schuttes am gegenüberliegenden Talgehänge aufwärts flog und zwar um etwa 60 m. Die Hügel bilden eine einheitliche Masse. Die Ostgrenze des Schuttes entspricht dem Westufer des Sees (vide Karte). Die Westgrenze wird zum Teil durch den Weissenbach markiert. Talwärts geht der Schutt in zahlreiche Schuttkegel über, sodass wir eine genaue Grenze nicht geben können. Der Böschungswinkel der Hügel und Rücken ist überall gleichmässig, 10—12°. Die höchsten Punkte der Trümmermasse liegen nicht am Fusse der Abrissnische,

sondern an den jenseitigen Felswänden, doch nicht unmittelbar an denselben; auch hier ist zwischen den Felswänden und Trümmerwall eine Furche zu beobachten. Sie zieht sich oberhalb des Weissenbaches bis an den Schatthaus-Hügel hin. Das Schatthaus selbst wurde vom Trümmerstrom nicht mehr erreicht. Die Blöcke, die hier liegen, stammen von der Birre, die hier ziemlich steil gegen das Tal abfällt und rückenartige Ausläufe bis ans Schatthaus sendet. Im Gebiete des Oeschinenbergsturzes müssen zahlreiche kleine Nachstürze vom Doldenhorn her erfolgt sein, sonst könnte man die Schuttkegel auf dem alten Bergsturzschutt nicht erklären.

Im Ablagerungsgebiete finden sich entsprechend den tektonischen und stratigraphischen Verhältnissen der Abrissnische dieselben grünen und gelbangewitterten Kalke, wie im Schutt des Bergsturzes von Kandersteg, wieder. Am südlichen Ufer des Oeschinensees, doch eigentlich bereits ausserhalb des Ablagerungsgebietes, treten auch Kreidebrocken auf, die wohl als Bachgeschiebe, vom kleinen Doldenhorn heruntergeschwemmt worden sind. Auf den Bergsturzhügeln unterhalb des Oeschinensees treten zahlreiche helle Kalke auf, wohl von lokalen Stürzen herrührend. Nirgends weist der Schutt Schichtung auf, sondern zeigt überall dieselben Erscheinungen, wie der Schutt des grossen Bergsturzes. Künstliche Aufschlüsse des Schuttes sind gar keine vorhanden. Die Struktur kann man dort beobachten, wo die Bäche erodiert haben. Die Aufschlüsse sind aber an diesen Stellen gewöhnlich verschwemmt. Die meisten Hügel sind bewaldet und nur schwach mit Blöcken besät, die Verwitterung ist viel intensiver als beim grossen Sturz und deshalb sind auch die Blöcke an allen Stellen mit Vegetation bedeckt.

Der Oeschinensee, der dem Oeschinentale einen grossen landschaftlichen Reiz verleiht, ist ein typischer Bergsturzsee ohne oberirdischen Abfluss. Als Staudamm wirkte die zwischen Brandungswelle und Abrissgebiet gelagerte Trümmermasse.

Der See ist von Groll [1]) eingehend untersucht und auch sein Wasserinhalt in Beziehung zu seinem unterirdischen Abfluss erörtert worden.

Ich beschränke mich hier auf Grolls Arbeit hinzuweisen.

[1]) Groll: Berichte der Berner Geographischen Gesellschaft XVIII. S. 4.

Wie in allen Bergsturzgebieten, so sind auch hier zahlreiche kleine Bäche durch die Hügel abgelenkt und zum Teil auch gestaut worden. Wir finden zahlreiche kleine Rinnen, die wir als frühere Bachläufe erkennen. Der Oeschinenbach hat auch heute noch kein gleichmässiges Gefälle und bildet zahlreiche kleine Kaskaden, obwohl er nicht weit von seinem Quellenursprung, wo er als unterirdischer Abfluss des Oeschinensees zu Tage tritt, bereits eine tiefe Rinne eingeschnitten hat. Gleichzeitig hat er die untern Teile seines rechten Talgehänges angeschnitten und die obern Teile zum Nachrutschen gebracht. Typisch ist diese Erscheinung unterhalb des «Schatthaus». Das nachgerutschte Material ist so fein wie an der Erosionsrinne im Bereich der «Höh».

Schuttkegel.

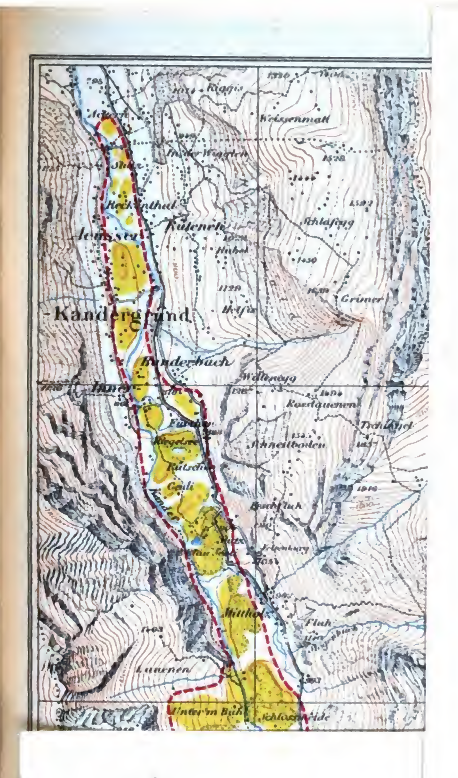
Ein grosser Teil der im Oeschinenbach gelagerten Schuttmassen wurde von ihm verfrachtet und in die Kander mitgeschleppt. Der grösste Teil aber lagerte sich vor dem Ausgange des Oeschinentales in Form eines riesigen Schuttkegels ab. Der Schuttkegel beginnt ungefähr unterhalb des Staubbaches, empfängt zahlreiche Lawinenzüge und zieht sich in einem breiten Strom durchs Tal. Er ist überall durch Furchen stark zerschnitten. Fast die Hälfte des Kanderstegbeckens ist vom Schuttkegelmaterial des Oeschinentales bedeckt. Das Material ist aus Sand und gerundeten Bachgeschieben zusammengesetzt, doch kommen auch zahlreiche Bergsturztrümmer vor. Es ist der Schuttkegel des Oeschinenbaches in erster Reihe ein Abschwemmungskegel des Bergsturzes. Derartige Erscheinungen stehen nicht vereinzelt da.

Oberholzer [1]) führt einen derartigen grossen Schuttkegel bei der Beschreibung des Blankenbergsturzes an. Er vergleicht die Schuttkegel am Ende von Bergsturzgebieten mit den vor Endmoränen als Verschwemmungsprodukt gelegenen Schottern. Der Schuttkegel hat noch vor wenigen Jahrzehnten einen erheblichen Zuwachs erhalten.

Im Jahre 1846 schwoll der Oeschinensee so an, dass er überfloss. Sein nun plötzlich entstandener oberirdischer Abfluss

---

1) Oberholzer: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. S. 100.



Weissenmatt
Reckenthal
Kandergrund
Kanderbach
Wallenegg
Schneitboden
Lauenen
Unter'm Bühl



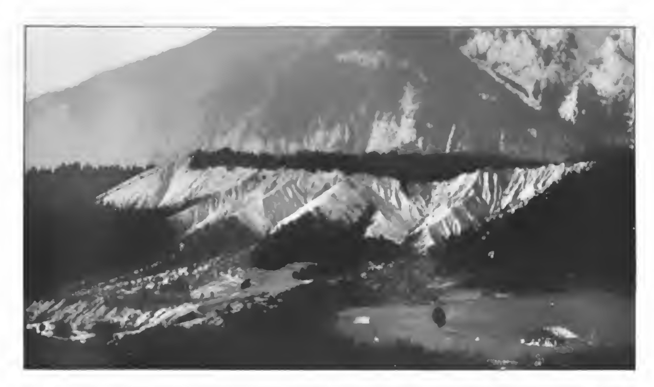


Fig. 4. Die erodierten Bergsturzmassen von auf „der Höh“ bei Kandersteg.



Fig. 5. Bergsturzblock beim „Bühl“.

erodierte kräftig und nahm grosse Massen von Schutt mit sich, der den Schuttkegel mithin frisch überdeckte. Das verursachte eine Ablenkung des Oeschinenbaches gegen den Bühl zu. Durch künstliche Grabungen im Oeschinental wurde er wieder in seinen alten Lauf zurückgeführt.

Heute noch markieren sich auf dem Schuttkegel, der zum Teil bewaldet ist, zwei frische Schuttstreifen, derer grösserer bis in die Mitte des Beckens von Kandersteg geht und 1846 frisch entstanden ist.

C. Alter des Bergsturzes.

Im ganzen Gebiete des Bergsturzes vom Oeschinensee finden sich gar keine Moränen. Die Platten der Nische sind ebenso wenig geschrammt wie die Platten des grossen Bergsturzes. Das alles tut dar, dass der Bergsturz nicht vom Eise überschritten worden und postglacial ist, und zwar erst nach dem Gschnitzstadium niedergegangen. Dagegen gelingt es nicht zu entscheiden, ob der Oeschinen- oder Fisistock-Bergsturz älter ist.

Die erwähnte grössere oberflächliche Verwitterung des Oeschinenbergsturzes bietet zu geringen Anhaltspunkt. Die Masse des Schuttes lässt sich nicht bestimmen, weil wir auch hier den Untergrund des Tales in der Zeit vor dem Sturz nicht kennen. Groll[1]) nimmt das Tal erheblich tiefer an und zwar stark übertieft durch Glacialerosion. Nach der Grösse der Abrissnische ergibt sich ein Schuttquantum von 50—60,000 m^3. Danach wäre die Ausfüllung nicht allzu bedeutend gewesen.

---

[1]) Groll: Ber. d. Berner Geogr. Ges. XVIII. S. 3—5.

2. Neue Beobachtungen am Gasterenlakkolithen

mit 1 Karte und 4 Figuren

Der Gasterengranit ist nach Auffassung der bisherigen Beobachter als ein echter, nicht metamorpher intrusiver Granit zu betrachten[1] u. [2]). Obwohl *v. Fellenberg* den Granit als Stock bezeichnete, sprechen seine Profile deutlich für einen in Schiefern und Sedimenten eingeschalteten Lakkolithen. Da nun aber nähere Details über Lagerung, Parallelstellung etc. fehlen und obige Hypothese weiterer Prüfung bedurfte, habe ich auf Veranlassung von *Prof. Baltzer* im Sommer 1905 das Gebiet des Gasterengranites und seiner Umgebung besucht und mein Augenmerk vor allem der Tektonik des Granits und seiner Kappe zugewandt. Gleichzeitig habe ich mein Augenmerk auf die Kartierung des Lötschenpasses gerichtet, auf deren Mangelhaftigkeit bereits von Fellenberg hingewiesen hat.[3]) Vorliegende Mitteilungen sind demnach lediglich als ein kleiner Beitrag zur Lagerung und Altersbestimmung des Gasterengranites aufzufassen.

1. Birchhorn.

Von Heimritz aus erreicht man in za. 4 Stunden über die Alpetligletschermoräne und Birchbachschlucht den anstehenden Gasterengranit. Ueber die Schafmäder weiter steigend, gelangt man an den regenerierten, auf der Siegfriedkarte, Blatt 492 zu tief eingezeichneten Birchgletscher. Dieser Aufstieg ist genau von v. Fellenberg beschrieben worden[4]), und es wäre hier nur

[1]) v. Fellenberg und Schmidt: Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz. XXI.

[2]) Baltzer: Die granitischen Intrusionsmassen d. Aarmassives. N. J. f. Min. u, Geol. 1903. Bd. XII. S. 322.

[3]) v. Fellenberg und Schmidt: Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. XXI. S. 350.

[4]) S. A. C. Jahrbuch 1872/73. S. 185.

auf einen Aplitgang aufmerksam zu machen, der bereits im Gasterental bei Heimritz (vide Karte) zu beobachten ist und sich nach der erwähnten tiefeingeschnittenen Birchschlucht fortsetzt. v. Fellenberg berichtet von Granitsteinschlüssen im Verrucano, die er an der Alpetligletschermoräne gefunden habe. Solche habe ich bis jetzt nicht auffinden können. Schon von den Schafmädern aus beobachtet man folgendes Profil: Unten Granit, darüber rötlichen Verrucano und gelblichen Dolomit. Auf letzterm ruhen grüne Schiefer. Statt nun wie v. Fellenberg es getan, links zum Birchhorn zu steuern, wandte ich mich rechts in die senkrecht abfallenden Felsen unterhalb des Elvertätsch (vide Karte). Man erblickt von hier aus sehr deutlich einen bis heute nicht beschriebenen, aus dem Granit in den Verrucano eindringenden Gang (s. Figur 1). Wir haben demnach von oben nach unten folgendes Profil: zu oberst za. 30 m grünen Schiefer, darunter gelblichen, staubig angewitterten Rötidolomit 5 m. Es folgt der grüne und rötliche Verrucano 12 m mächtig, bestehend aus Quarz, Glimmer, Feldspat und einem kalkigen Zement. Zu unterst Granit. Der Granit ist durch grünen Glimmer, roten oder grünen Feldspat und reichlichen Quarzgehalt charakterisiert. Der Gang ist ein aplitischer Granit mit wechselnder Gesteinsbeschaffenheit. Er ist im Granit, soweit es die Steilheit der Felsen erlaubt, za. 10 m weit zu verfolgen und scheint der Richtung nach die Fortsetzung des früher erwähnten Aplitganges zu sein. Aehnliche sehr verästelte Aplitgänge kommen auch am Abhang gegen das Gasterental zahlreich vor.

Die Mächtigkeit des Aplitganges im Granit beträgt2 m. Unterhalb des Verrucano verändert er seine Beschaffenheit. Er ist vollkommen dicht in der Mitte, und feinkörnig bis zuckerkörnig gegen die Salbänder. Struktur in der Mitte aplitisch mit einzelnen Einsprenglingen. An den Salbändern mikropegmatitische Ausbildung. Die Mächtigkeit des Ganges im Verrucano wird geringer, za. 1 m, verschmälert sich jedoch sehr rasch und keilt mit 40 cm aus. Es ist somit eine Umkehrung der sonstigen Erscheinungen zu beobachten. In der Mitte dichter, an den Salbändern grobkörniger.

Der Verrucano, der diskordant durchbrochen wird, ist gar nicht verändert. Die Grenze zwischen dem Aplitgang und Gra-

nit ist scharf und deshalb auch deutlich zu sehen. Einschlüsse oder Schollenkontakte, wie sie bei sonstigen Gängen beobachtet wurden, sind nicht zu sehen. Da die senkrechten Wände wei-

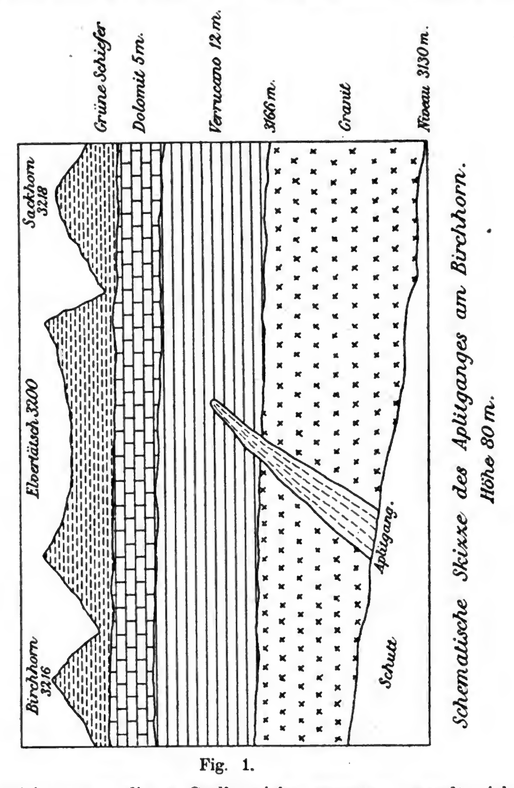


Fig. 1.

teres Vordringen an dieser Stelle nicht gestatten, wandte ich mich gegen das Birchhorn und über den Sackhorngrat gegen das Sackhorn. An der westlichen Seite des Sackhornes trifft

man die Zone der grünen Schiefer, die den ganzen Grat entlang vom Hockenhorn bis zur Lötschenlücke hinziehen und an dieser Stelle auf za. 10 m infolge der Verwitterung unterbrochen sind. Der Rötidolomit wird hier direkt vom Liasischen Marmor überlagert. Auf der Geol. Karte Blatt XVIII ist fälschlich auf dem ganzen Grat Grünschiefer durchgehend angegeben.

Beim Abstieg durch die Märwiglücke (vide Karte) passiert man in derselben Reihenfolge wie unterhalb des Birchhornes Dolomit, Verrucano konkordant mit Gasterengranit.

2. Sackhorn.

Einen zweiten durchwegs ähnlichen, jedoch viel leichter zugänglichen Gang, der vom Granit aus direkt in den Verrucano zu münden scheint, beobachtet man auf der Südseite des Sackhorngrates, unterhalb der Märwiglücke gegenüber dem Tennbachhorn (vide Karte). Durch den Rückgang des Mühlebachgletschers zwischen den 2 Gräten des Sackhorn-Hockenhorn und Tennbach-Stühlihorn hat die Eisbedeckung stark abgenommen, so dass gegenwärtig zahlreiche Felspartien zum Vorschein kommen, die zur Zeit von v. Fellenbergs Aufnahmen in diesem Gebiet verdeckt waren.

Der beste Zugang ist vom Lötschental durchzuführen, da der Aufstieg durch die Märwiglücke des Steinschlages wegen nicht anzuraten ist. Direkt unterhalb der grünen Schiefer beobachteten wir zwei za. 2 m. mächtige Verrucanobänke, die ein 1 m. breiter Aplitgang durchquert (vide Fig. 2). Unterhalb des Verrucano sind zahlreiche aus dem Schnee vorstehende Granithöcker mit Aplitadern durchsetzt. Es ist also anzunehmen, dass auch hier, analog den Verhältnissen am Birchhorn, der Aplitgang im Verrucano die Fortsetzung der Euritgänge im Granit ist. Die Verbindung bedeckt der Schnee. Der Gang ist auf beiden Seiten begleitet von einem 30 cm. breiten quarzhaltigen, zahlreiche kleine Einschlüsse enthaltenden Salband, das allmählich in Verrucano übergeht. Unter dem Mikroskop fand ich im Salband vor allem Quarz, Feldspat, Muscovit, Rutil und Nädelchen von Zoisit.

Der Granit der Rundhöcker ist ein stark zersetzter Gasterengranit. Die Fortsetzung des Ganzen konnte der Schneebedeckung wegen nicht konstatiert werden. Der Gang scheint auch hier

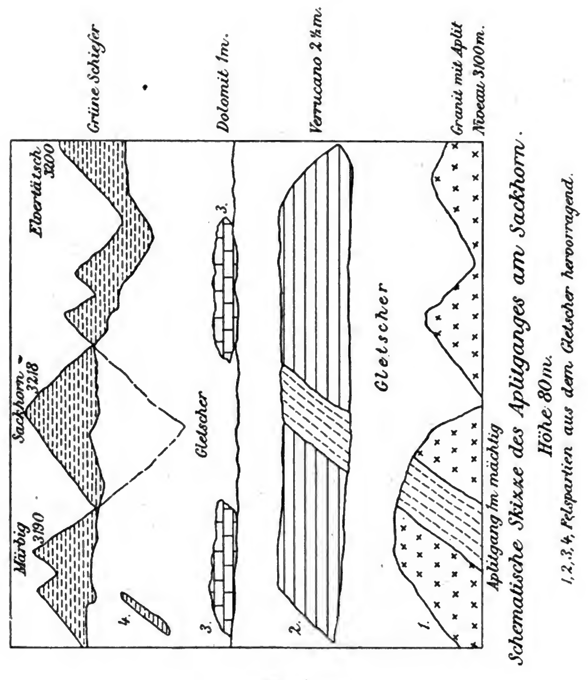


Fig. 2.

in Verrucano auszukeilen und nicht in den darüberliegenden Dolomit überzugehen. Der Dolomit ist unverändert geblieben.

3. Alpetli. (Fig. 3.)

Gut zugänglich und für detaillierte Untersuchungen zu empfehlen wäre das Alpetli (vide Karte).

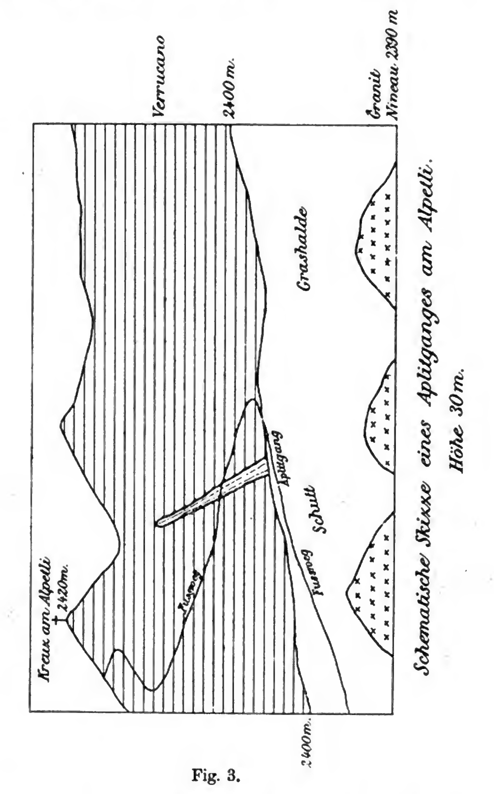


Fig. 3.

Vom untern Alpetli, von dessen Höhe aus man über dem Eissturz den obern flachen Tschingelgletscher erreicht, steigt

man auf den begrasten Halden bis zum Fusse des Alpetligletschers. Es führt ein kleiner Steg von Gasteren bis zum Kreuz. Der Granit ist an diesem Ort von einem halb kristallinischen, ockerfarbig verwitternden, in frischem Bruch talkig anzufühlenden, mit Quarzknoten reichlich durchgesetzten Schiefer (Verrucano) überlagert. Der Verrucano bildet einen Grat bis unter die oberen Firnhänge des Petersgrates. Er ist hier anders entwickelt, als am Birchhorn; keine Schüppchen und glänzende Blätter von Quarz und Glimmer, sondern fast Arkose ähnlich. Man findet nun, wenn man vom Kreuz etwa 10—15 m gegen Süden absteigt, im Verrucano einen diskordant durchbrechenden, za. ½ m breiten Gang. Seine Länge kann nicht beurteilt werden, da er unter Grashalden verschwindet. Man kann hier weder den Kontakt des Granites mit dem Verrucano, noch demnach die Ausdehnung des Ganges nachweisen. Die unteren Teile des Alpetligrates sind zudem mit Schutt bedeckt. Auf jeden Fall sind aber v. Fellenberg's Angaben der Mächtigkeit des Verrucano auf 10 m unterschätzt. Der Verrucano hat hier mindestens eine Mächtigkeit von 18 m.

Der Gang ist ein echter Pegmatit, also eine saure Gasterengranitvarietät, die nach Lagerung mit dem im Liegenden befindlichen Granit in Verbindung steht und eine echte Intrusion vorstellt.

Die bisher angeführten Beobachtungen haben dazu geführt, den Granit und Verrucano als im primären Kontakt sich befindlich anzunehmen, und es war vor allem wichtig, die Lagerung der Kappe (grüne Schiefer und Dolomit) zum Granit festzustellen.

4. **Hockenhorn** (Fig. 4).

Eine der wenigen Stellen, an denen Granit und grüner Schiefer in unserem Gebiete in direktem Kontakt liegen, ist das grosse und das kleine Hockenhorn, der westliche Teil des Sackhorngrates.

Die von v. Fellenberg detailliert beschriebenen Verhältnisse [1]) vom Lötschenpass gegen die Hockenhörner stimmen mit meinen

[1]) Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. L. XXI.

Aufnahmen im allgemeinen überein. Abweichungen sind aus beiliegender Kartenskizze (1 : 50,000) zu ersehen. Der Verrucano, Dolomit und Granit (oft mit porphyrischer Struktur), die gebogenen sandigen Liasschiefer geben beim Aufstieg ein prächtiges Beispiel für alpine Gesteinsumformung.

Die grünen Schiefer am Hockenhorn haben eine Mächtigkeit von 40 m. Dieselben sind vergesellschaftet mit Sericitschiefern, Glimmerschiefern, Quarziten etc. Man entdeckt am kleinen Hockenhorn in einer von Süden her leicht zu ersteigenden Runse einen typischen Aplitgang (vide Karte und Fig. 4). Die Mächtigkeit dieses weissen Bandes beträgt za. 1 m. Der Gang, zerknittert und zerquetscht, zeigt zerrissene apophysenartige Abzweigungen und feine, bis wenige Millimeter breite Verästelungen. Die Abgrenzung des Aplitganges gegen die grünen Schiefer ist bald mehr, bald weniger vollkommen scharf. Zahlreiche Kalkspatadern und Einlagerungen, die wohl nur sekundärer Natur sind, queren in allen Richtungen die untern Partien des kleinen Hockenhorns. Die in den Schiefern befindlichen Aplitgänge zeigen keinerlei direkt beobachtbare Verbindung mit dem Granit und durchsetzen auch den im Liegenden befindlichen Dolomit nicht. Ihre Zerreissung und Zerknitterung deutet auf Faltung und tektonische Umwandlung hin.

Aehnliche nur nicht so deutlich wahrnehmbare Aplitgänge sind am Tennbachhorn, Stühli und Birchhorn. Ein prächtiger Aplitgang mit deutlich pegmatischer Struktur wurde in den Schiefern bei Goppisstein (Lötschental) beobachtet. Eine detailliert mikroskopische Untersuchung der Aplitgänge sowohl wie der grünen Schiefer wäre wünschenswert.

5. Lötschenpass.

Die bisher ungenaue Kartierung ist nach v. Fellenberg [1]) auf die komplizierten Grenzverhältnisse und die unscharfe Begrenzung des Schiefers mit dem Verrucano und Porphyr zurückzuführen. Da die Grenzen an beiliegender Kartenskizze mit möglichster Genauigkeit durch zahlreiche Begehungen angegeben sind, ist nur noch Weniges hinzuzufügen.

[1]) Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. L. XXI. S. 350.

Die granitischen kleinen isolierten Porphyrdecken am Lötschenpass (auf den Platten, Simmeln) sind bei genauer Betrachtung scharf abgegrenzte unregelmässige Porphyrpartien, weniger Gänge, von Apliten makroskopisch oft nicht zu unterscheiden. Sie sind oft vollkommen zersetzt, sodass ihre Verwitterungskruste der des Verrucano gleicht. Gegen Osten ist der Porphyr und Verrucano derartig verändert, dass die Angabe der Grenze nur durch mikroskopische Untersuchung möglich wurde.

Interessant ist der Porphyrkeil an der östlichen Grenze der grünen Schiefer (vide Karte). Die Struktur ist hier eine felsitische. Wie sich die eigentlichen (Platten) verhalten, darüber lässt sich nur ungenau berichten. Das vom Gletscher verlassene Gebiet, das ehemals den Namen «Platten» verdiente, ist heute ein riesiges Trümmerfeld, unter dem das Anstehende kaum zu bestimmen ist. Verwitterung und Frostwirkung haben hier sehr ausgiebig gewirkt.

Zahlreiche andere Korrekturen der Karte, wie das Weiterreichen des Verrucanokonglomerates, die Lias-Marmorfetzen am Sackhorngrat und unterhalb des Lötschenpasses, sowie die durch den Rückgang des Tennbaches und Mühlebachgletschers zu Tage getretenen Felspartien sind eingetragen worden. Ueber die Keile der südlichen Sedimente auf der Sattellegi sowie über die Dolomitklippen auf der Kummenalp kann nichts Neues berichtet werden. Auch die schwarzen Schiefer des Sattellegikeils (Fellenbergs Carbon) haben keine neue Deutung erfahren können. Das Siegfriedblatt 492 ist im Jahre 1881 aufgenommen und würde vor allem in Beziehung der Firne und Gletscher sehr revisionsbedürftig sein. An dieser Stelle sei nochmals darauf aufmerksam gemacht, dass der v. Fellenberg bereits geäusserte Wunsch, es möchte der Lötschenpass einer mikroskopischen petrographischen Studie unterworfen werden, sicher äusserst interessante Resultate liefern würde.

Zusammenfassung.

Fassen wir das Angeführte zusammen, so haben wir zwei Erscheinungen in Betracht zu ziehen:

1. Die Aplitintrusionen in den die Decke des Granites bildenden Verrucano.

2. Die über dem Dolomit, welcher parallel der Grenzfläche des Granits liegt, diskordant aufgerichteten grünen Schiefer mit Aplitgängen.

Entscheidend für Baltzers Auffassung der Protogine als echte intrusive lakkolithische Massen [1]) war der Nachweis von eruptiven Schollen der Grünschiefer in Granit. (Faulberg-Rothorngang). Es lag sehr nahe, in dieser Beziehung den Gasterengranit mit den Protoginen einerseits, anderseits mit dem Granit der nördlichen Gneiszone «Innertkirchner-Granit» in Parallele zu stellen.

Wie verhält sich nun diese Auffassung mit unsern neuen Beobachtungen?

Vor allem ist die Tektonik, dann aber die mit ihr zusammenhängende Beurteilung des Alters des Granites zu berücksichtigen.

Am Birchhorn, Alpetli, Sackhorn haben wir es mit Aplitintrusionen in den Verrucano zu tun. Dass hier völlig alle Merkmale einer Kontaktmetamorphose fehlen, kann gerade in den vorliegenden Fällen nicht zur Negierung einer Intrusion führen; denn erstlich fanden hier nur aplitische Nachschübe in das bereits im Erkalken begriffene Magma statt, sodann handelt es sich um Einwirkung auf ein der Metamorphose wenig zugängliches Konglomerat, endlich ist nicht ausgeschlossen, dass bei mikroskopischer Untersuchung noch Spuren von Kontaktwirkung hervortreten würden. Um mechanische Ausstülpungen kann es sich nicht handeln, da weder Breccienstruktur, noch andere Unregelmässigkeiten die Salbänder begleiten. Die einzige bereits erwähnte auffällige Erscheinung ist, dass die Struktur der Gänge in der Mitte dicht, an den Salbändern grobkörnig ist.

Ueber dem Verrucano lagert konkordant der Dolomit, darüber diskordant die grünen Schiefer mit gequetschten Aplitgängen. Von einer lokalen Auffaltung muss abgesehen werden. Denn, da die Aplitgänge nur im grünen Schiefer sich befinden, die Aplitintrusionen von Granit aus nur im Verrucano stecken, müssen die Aplitintrusionen der grünen Schiefer bereits vor der Hauptfaltung stattgefunden haben, die grünen Schiefer sich heute in einem sekundären Kontakt befinden. Sie sind dem-

---

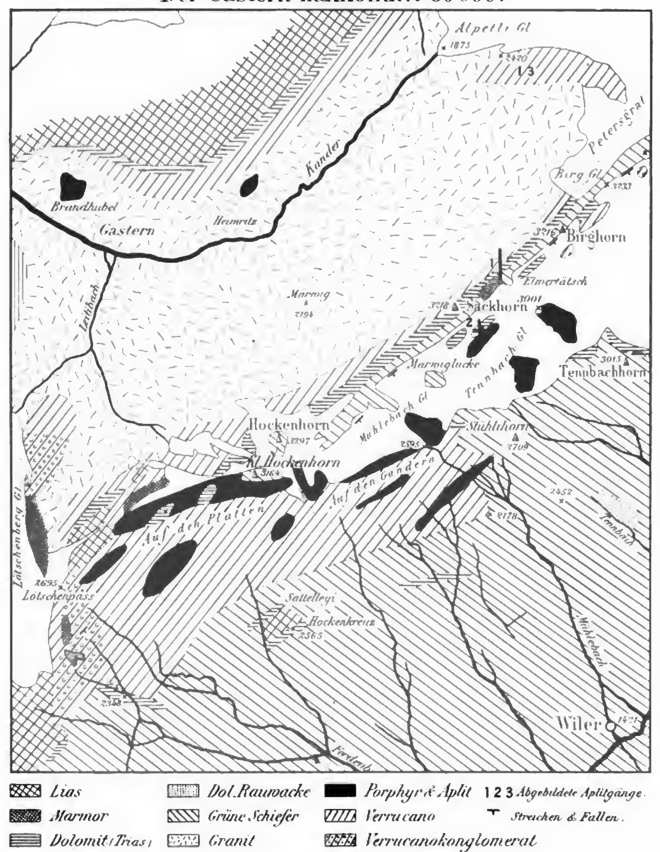
[1]) Compte rendu, IX intern. geol. Congress, p. 792. Wien 1904.



Fig. 4. Aplitgang am „Hockenhorn“.



Der Gastern-Lakkolith. 1:50000.




OF THE
UNIVERSITY
OF
CALIFORNIA

nach über Granit, Verrucano und Dolomit aufgeschoben worden. Falsch ist dagegen die Annahme v. Fellenbergs [1]) einer Einfaltung des Verrucano und des Dolomit zwischen Granit und grüne Schiefer am Lötschentalgrat. Es ist demnach der Gasterengranit mit dem Verrucano in Primärkontakt durch Intrusionen verbunden und deshalb Baltzers Annahme des Gasterengranits als einem echten Lakkolithen durch vorliegende Beobachtung bekräftigt.

Da der Verrucano des westlichen Aarmassivs permokarbonisches, der Dolomit wahrscheinlich permisches Alter hat, so kommt den aplitischen Gängen ebenfalls permokarbonisches Alter zu, denn sie dringen in den Verrucano, nicht aber in den Dolomit. Diese Gänge sind aber genetisch aufs engste mit dem Granit verbunden und somit gehört der letztere selbst dem Paläozoicum an.

Dass es sich nicht um ein lokales, zufälliges Verhalten des Aplites handelt, beweist der Umstand, dass bisher nirgends im Aarmassiv ein aplitischer Gang im Dolomit oder noch jüngeren Schichten beobachtet wurde.

Die Annahme tertiären Alters für das Zentralmassiv ist demnach unwahrscheinlich.

---

[1]) Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Lief. XXI. S. 86.



